

## Una propuesta de clasificación de las cuencas neógenas béticas

C. SANZ DE GALDEANO<sup>(1)</sup> y J.A. VERA<sup>(2)</sup>

(1).- Instituto Andaluz de Geología Mediterránea. (C.S.I.C. - Univ. Granada). Facultad de Ciencias. 18071. Granada.

(2).- Departamento de Estratigrafía y Paleontología.- Facultad de Ciencias.- Universidad de Granada.- 18071.- Granada.

### RESUMEN

La Cordillera Bética adquirió su configuración actual durante el Neógeno, por lo que la formación, evolución y destrucción, parcial o total, de sus cuencas neógenas estuvo controlada, en gran medida, por la situación geodinámica general y por la posición en su caso de cada cuenca dentro de la misma. Se clasifican las cuencas neógenas béticas en dos grandes grupos, con subdivisiones de rango progresivamente menor dentro de cada uno.

El primero de estos grupos lo constituyen las cuencas que se formaron durante el Mioceno inferior y medio, al mismo tiempo que se producía la deriva, hacia el oeste, de las Zonas Internas. Debido a la escasez de afloramientos, no es posible establecer una clasificación completa de las cuencas formadas en este tiempo. Las cuencas formadas sobre las Zonas Internas se consideran cuencas intracadena (intrachain basins) y algunas podría asimilarse a *back-arc basins*. En las Zonas Externas se individualizó una cuenca externa o cuenca de antepaís (o «Estrecho Nord-Bético»), con un área muy activa que constituía un surco frontal (*foredeep*), localizado al norte de los nuevos relieves formados en el Margen Sudibérico. Este surco frontal recibió enormes masas olistostrómicas y evolucionó de manera diferente en los sectores oriental y occidental de la cordillera.

El segundo grupo lo constituyen las cuencas que se formaron a partir del inicio del Tortoniano, cuando ya había terminado el movimiento hacia el oeste de las Zonas Internas. Con la excepción de la cuenca externa ya existente, las formadas a partir del Tortoniano, son cuencas intramontañosas, las cuales pueden ser subdivididas según los diferentes movimientos de las fallas que controlan su evolución. La cuenca externa o cuenca de antepaís pasó a ser la actual Cuenca del Guadalquivir, localizada entre los nuevos relieves emergidos de la Cordillera Bética y el macizo hercínico de la Meseta Ibérica.

**Palabras clave:** Neógeno. Cuencas sedimentarias. Cordillera Bética. Sur de España.

### ABSTRACT

There are numerous neogene basins in the Betic Cordillera (Southern Spain), with a thick sedimentary infill constituted by Miocene, Pliocene and/or Pleistocene materials, in which important stratigraphical differences can be detected. During the Neogene the Betic Cordillera acquired its present configuration and the formation, evolution and total or partial destruction of the Neogene sedimentary basins were highly controlled by the geodynamic situations and the position of the basins in it. We proposed a classification dividing the Betic Neogene Basins in two groups, according to the two main different geodynamic situations existing in the Betic Cordillera in this interval of time.

The first group corresponds to the basins formed during the Early and Middle Miocene, coetaneously with the westward drift of the Internal Zones. It is impossible to establish a complete classification of the basins formed during this time, because in many cases only small outcrops remain. The basins formed in the Internal Zones may be considered as back-arc and intrachain basins. In the External Zones, former South Iberian Margin appeared the foreland basin (the North Betic Strait) with an active sector (*foredeep*), located in front of the new formed reliefs, that received huge olistostromic masses. This *foredeep* evolved differently in its eastern and western sectors.

The second group of basins is constituted by those formed from the Tortonian onward, when the westward drift of the Internal Zones stopped. With the exception of the already existing foreland basin, the basins formed from the Tortonian onwards, are intramontane basins, which can be subdivided according to the different movements of the fault sets that controlled their evolution. The foreland basin (Guadalquivir Basin), located between the Betic Chain and the emerged Iberian Massif, acquired a structure similar to that of the present basin and its extension was also similar to that of the present Neogene outcrops.

**Key words:** Neogene. Sedimentary basins. Betic Cordillera. Southern Spain.

## INTRODUCCION

En el ámbito de la Cordillera Bética, en el sur y sureste de España (Fig. 1), se pueden reconocer numerosas cuencas sedimentarias (Figs. 2 y 3) rellenas por potentes sucesiones de sedimentos neógenos, las cuales presentan rasgos diferentes de unas a otras. Existe una bibliografía muy abundante sobre estas cuencas neógenas, ya que han sido repetidamente descritas desde diferentes puntos de vista (sedimentológico, estratigráfico, paleontológico, tectónico, etc.). En los últimos años se han publicado estudios de conjunto de algunas de estas cuencas. Así, las cuencas del sureste peninsular han sido estudiadas por Montenat *et al.* (1987, 1990a,b,c,d), Ott d'Estevou *et al.* (1988, 1990), Larouzière *et al.* (1988), Montenat y Ott d'Estevou (1990), Van der Straaten (1990), etc. La génesis de algunas cuencas del sector central de la Cordillera Bética ha sido igualmente interpretada estratigráfica y/o tectónicamente. Más concretamente Rodríguez-Fernández *et al.* (1989, 1991) estudiaron la cuenca de Granada; Sanz de Galdeano *et al.* (1985) y Rodríguez-Fernández *et al.* (1990) el corredor de las Alpujarras; Vera *et al.* (1991) y Viseras (1991) la cuenca de Guadix-Baza, etc. También se han hecho interpretaciones recientes de las cuencas orientales (de la provincia de Alicante) por Cater (1987), Moseley *et al.* (1981), De Ruig *et al.* (1987).

Sin embargo, con la excepción de dos artículos cortos (Sanz de Galdeano, 1988 a; Pascual *et al.*, 1991), la génesis y el control tectónico de todas las cuencas Neógenas formadas en la Cordillera Bética no han sido todavía discutidos, aunque existe un estudio tectosedimentario del Neógeno de la Béticas (Megías *et al.*, 1983).

La discusión de la génesis y la clasificación de las cuencas constituye el objetivo fundamental de este estudio. El mayor interés del tema radica en que, como es sabido, durante el Neógeno tuvo lugar la estructuración de la cordillera, de manera que en los rellenos de estas cuencas se encuentran los materiales sedimentarios que serían de una parte ligeramente anteriores a las deformaciones, y de otra parte (los más abundantes) los depósitos simultáneos y posteriores a las deformaciones, y en definitiva los que mejor permiten reconstruir la historia de las deformaciones neógenas de la cordillera. Para realizar el presente estudio se han compilado y analizado los datos disponibles en la literatura, además de utilizar otros no publicados de los autores. Ante las variaciones notables entre distintas escalas cronoestratigráficas, tanto en la duración de algunos pisos como en los valores de la edad de los límites de pisos, según diferentes autores, se ha optado por usar exclusivamente la escala de Haq *et al.* (1988), previa conversión de todos los datos a la misma tomando como referencia las biozonaciones más usuales.

## SITUACION GEOLOGICA DE LA CORDILLERA BETICA.

La Cordillera Bética, junto con el Rif en el Norte de Marruecos, forma el sector más occidental del conjunto de las cadenas alpinas mediterráneas. Ocupa el sur y sureste de España alcanzando en tierras emergidas unos 600 km de largo y unos 200 km de ancho (Figs. 1, 2 y 3), prolongándose bajo las aguas del Mediterráneo y del Golfo de Cádiz.

Las cadenas alpinas del Mediterráneo occidental han sido objeto de interpretaciones de conjunto bastante completas (p.ej. Ricou *et al.*, 1986). En dichas interpretaciones se diferencian los materiales que corresponderían al antiguo margen continental localizado, durante el Mesozoico y parte del Terciario, al norte del Tethys (margen europeo, incluida la placa ibérica) y los que corresponderían al margen meridional del Tethys (margen africano). Durante la orogenia alpina ocurrieron cambios paleogeográficos muy importantes, con la colisión de ambos márgenes y la consiguiente apertura de nuevas áreas oceánicas (las precursoras del actual Mediterráneo). Varias de las cordilleras alpinas mediterráneas (Fig. 1) están constituidas por materiales de ambos paleomárgenes, como es el caso de los Alpes y Cárpato, y en algunas de ellas (en especial los Alpes y Dinárides) afloran los materiales del antiguo fondo oceánico (complejos ofiolíticos).

En las reconstrucciones palinspásticas y paleogeográficas del extremo más occidental del Tethys se considera que había un dominio con entidad propia que fue definido como «subplaca de Alborán» (Andrieux *et al.*, 1971) y denominado posteriormente «subplaca mesomediterránea» (Durand-Delga y Fontboté, 1980), «alkapeca» (Bouillin *et al.*, 1986) y «Dominio Sudsardo» (Sanz de Galdeano, 1990a), nombre que nosotros utilizaremos en este trabajo. Este dominio estaba separado de la placa europea y, en especial, de la placa africana por áreas marinas profundas, con fondos oceánicos o semioceánicos, en las que se depositaron importantes volúmenes de sedimentos hemipelágicos y turbidíticos, a las que se les conoce como «surcos de los flyschs». El «Dominio Sudsardo» se fragmentó y desintegró durante el Mioceno inferior y medio (Fig. 4). Los materiales aflorantes de este dominio se disponen en el sur de España (Zonas Internas Béticas), en el norte de África (Zonas Internas del Rif y Tell) y en Calabria y extremo nordeste de Sicilia (Fig. 1). En todos los casos estos afloramientos corresponden a materiales que han sufrido importantes desplazamientos laterales y que han colisionado de una parte con el margen sudibérico (placa ibérica), formando las Zonas Internas Béticas y por otra parte con el margen africano (Fig. 4), formando las Zonas Internas de las cadenas del Rif y Tell (en el norte de África) y de la Zona de Calabria y extremo NE de Sicilia.

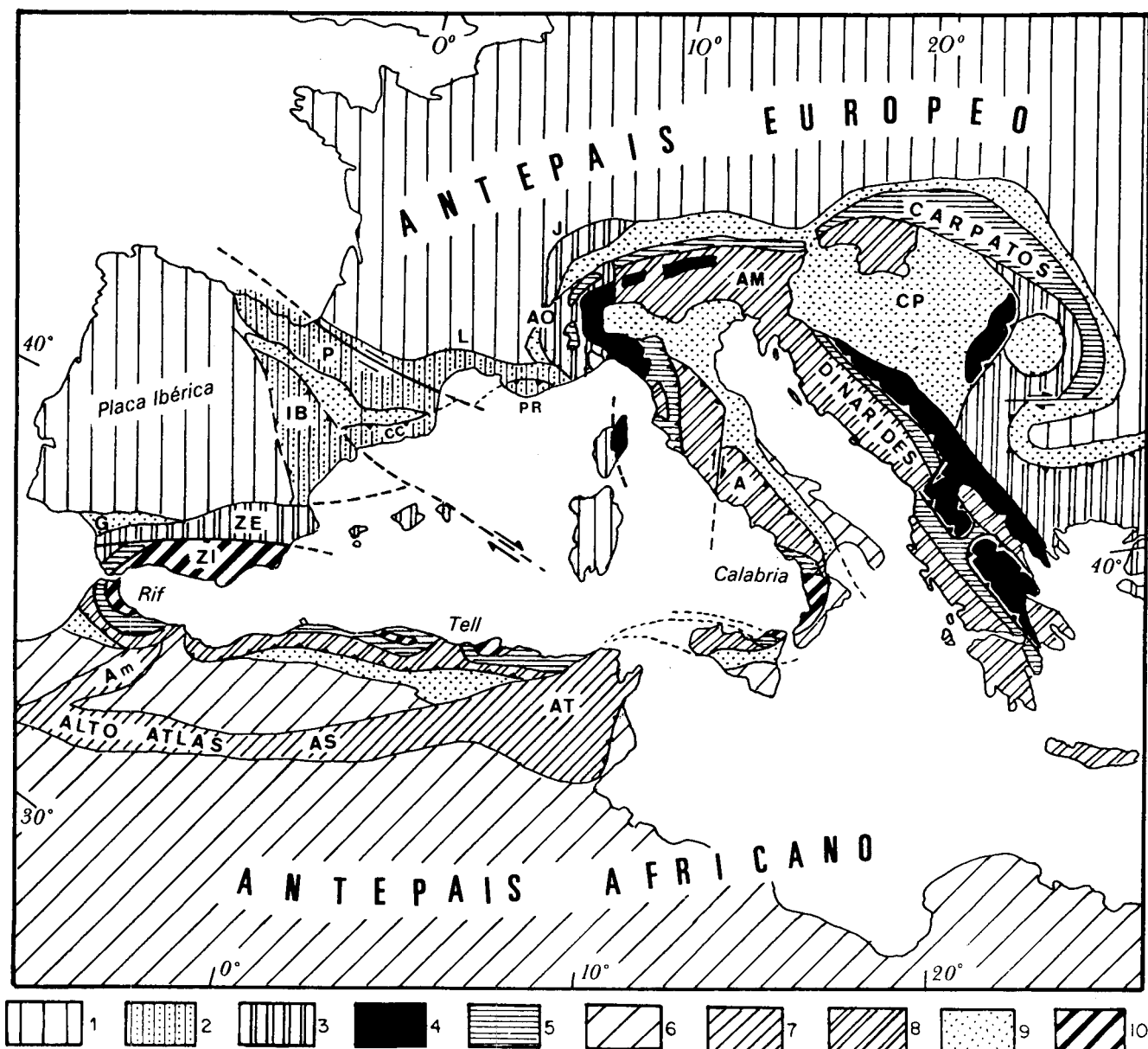


Figura 1.- Distribución de los dominios alpinos mediterráneos, modificado de Ricou et al. (1986). Leyenda: 1-2-3: Continente europeo (1.- Antepaís, 2.- Cadenas intracontinentales, 3.- Margen tectónico). 4-5: Océano del Tethys (4.- mantos ofiolíticos y unidades relacionadas, 5.- Mantos de flyschs). 6-7-8: Continente africano (6.- Antepaís, 7.-Cadenas intracontinentales, 8.- Margen tectónico). 9.- Cuencas de antepaís y cuencas postorogénicas. 10.- Zonas Internas de las cordilleras Bética, Rif, Tell y Calabria. Abreviaturas utilizadas: A.- Apeninos. Am.- Atlas medio. AM.- Alpes meridionales. AO.- Alpes occidentales. AS.- Atlas sahariano. AT.- Atlas tunecino. CC.- Cadena costercatalana. CP.- Cuenca Panónica. G.- Depresión del Guadalquivir. IB.- Cadena ibérica. J.- Jura. L.- Languedoc. P.- Pirineo. PR.- Provenza. ZE.- Zonas Externas Béticas. ZI.- Zonas Internas Béticas.

Figure 1.- Distribution of the Mediterranean Alpine realms according to Ricou et al. (1986). Key: 1-2-3: European continent (1.- Foreland, 2.- Intracontinental chain, 3.- Tectonic margin) 4-5: Tethyan ocean (4.- Ophiolitic nappes and related units, 5.- Flyschs nappes). 6-7-8: African Continent (6.- Foreland, 7.- Intracontinental chain, 8.- Tectonic margin). 9.- Molasse foredeep and postorogenic basins. 10.- Internal Zones. Symbols: A.- Apennines. Am.- Middle Atlas. AM.- Southern Alps. AO.- Western Alps. AS.- Saharian Atlas. AT.- Tunisian Atlas. CC.- Catalanian coastal range. CP.- Pannonian Basin. G.- Guadalquivir Basin. IB.- Iberian chain. J.- Jura. L.- Languedoc. P.- Pyrenees. PR.- Provence. ZE.- Betic External Zones. ZI.- Betic Internal Zones.

## RASGOS GENERALES DE LA CORDILLERA BÉTICA

La Cordillera Bética se divide en varios dominios importantes: las Zonas Externas, las Zonas Internas, el Complejo del Campo de Gibraltar y las Cuencas Neógenas (Fig. 2).

Las «Zonas Externas» corresponden a los materiales depositados durante el Mesozoico y parte del Cenozoico, en el margen continental sudibérico, deformados y despegados posteriormente. Se diferencian en ellas dos grandes conjuntos que se corresponden aproximadamente a dos grandes dominios paleogeográficos: el Subbético y el Prebético (Fig. 2 A); ambos presentan rocas sedimentarias, generalmente marinas, pero el Subbético presenta facies más pelágicas, mientras que el Prebético se caracteriza por sedimentos de facies poco profundas (ver García-Hernández *et al.*, 1980; Vera, 1986; y sus referencias).

Las «Zonas Internas» está constituidas por materiales alóctonos (**terrane**s de la nomenclatura inglesa) que originalmente formaban parte del dominio Sudsardo. Actualmente estas Zonas Internas están formadas por tres complejos superpuestos tectónicamente: el Nevado-Filábride, el Alpujárride y el Maláguide citados de abajo arriba (véase Fontboté, 1986, y sus referencias). Los dos primeros están constituidos por materiales paleozoicos (y precámbricos) y triásicos, afectados por metamorfismo alpino, mientras que el Maláguide presenta depósitos paleozoicos, poco o nada metamórficos y sedimentos mesozoicos y cenozoicos.

El «Complejo del Campo de Gibraltar» forma parte de los materiales alóctonos, originalmente depositados en la cuenca de los Flychs del Norte de África, la cual se localizaba al sur y suroeste del dominio Sudsardo, entre Calabria y el Rif y el Tell (ver Wildi, 1983 y sus referencias). Este complejo está constituido por sedimentos mesozoicos y sobre todo turbiditas y hemipelagitas terciarias. En las áreas emergidas de la Cordillera Bética, aparece especialmente en la región del Campo de Gibraltar (mitad meridional de la provincia de Cádiz), además de otros sectores de menor extensión situados entre las Zonas Internas y las Zonas Externas, en especial hasta el meridiano de Granada (Fig. 2). Según Bourgois (1978) parte de estos depósitos se resedimentaron durante el Burdigaliense, formando la unidad tectosedimentaria que denomina «Neonumídico».

Las «Cuencas Neógenas» (tema en el que se centra este trabajo) corresponden a áreas subsidentes que se rellenaron por sedimentos sinorogénicos y postorogénicos. No consideramos como cuencas neógenas aquellas áreas de la Cordillera Bética donde los sedimentos pelágicos del Mioceno inferior descansan en continuidad estratigráfica con otros más antiguos, ya que

corresponderían a las etapas finales de la sedimentación en el margen continental sudibérico. Por el contrario sí consideramos cuencas neógenas cuando la sedimentación fue discordante con el sustrato deformado, lo que ocurrió especialmente desde el Burdigaliense. Aquellas cuencas que se formaron durante el Mioceno inferior y medio presentan un carácter típicamente

Figura 2.- Distribución de las cuencas neógenas en la Cordillera Bética, al sur y sureste de España.

A.- Esquema simplificado en el que se muestran las principales unidades geológicas del sur de España. Leyenda: 1.- Zonas Internas. 2.- Unidades del Campo de Gibraltar. 3+4.- Zonas Externas (3.- Subbético, 4.- Prebético). 5.- Olistostromas en la cuenca del Guadalquivir. 6.- Cuencas neógenas. 7.- Fallas principales. 8.- Principales cabalgamientos. 9.- Frente de las unidades olistostromáticas.

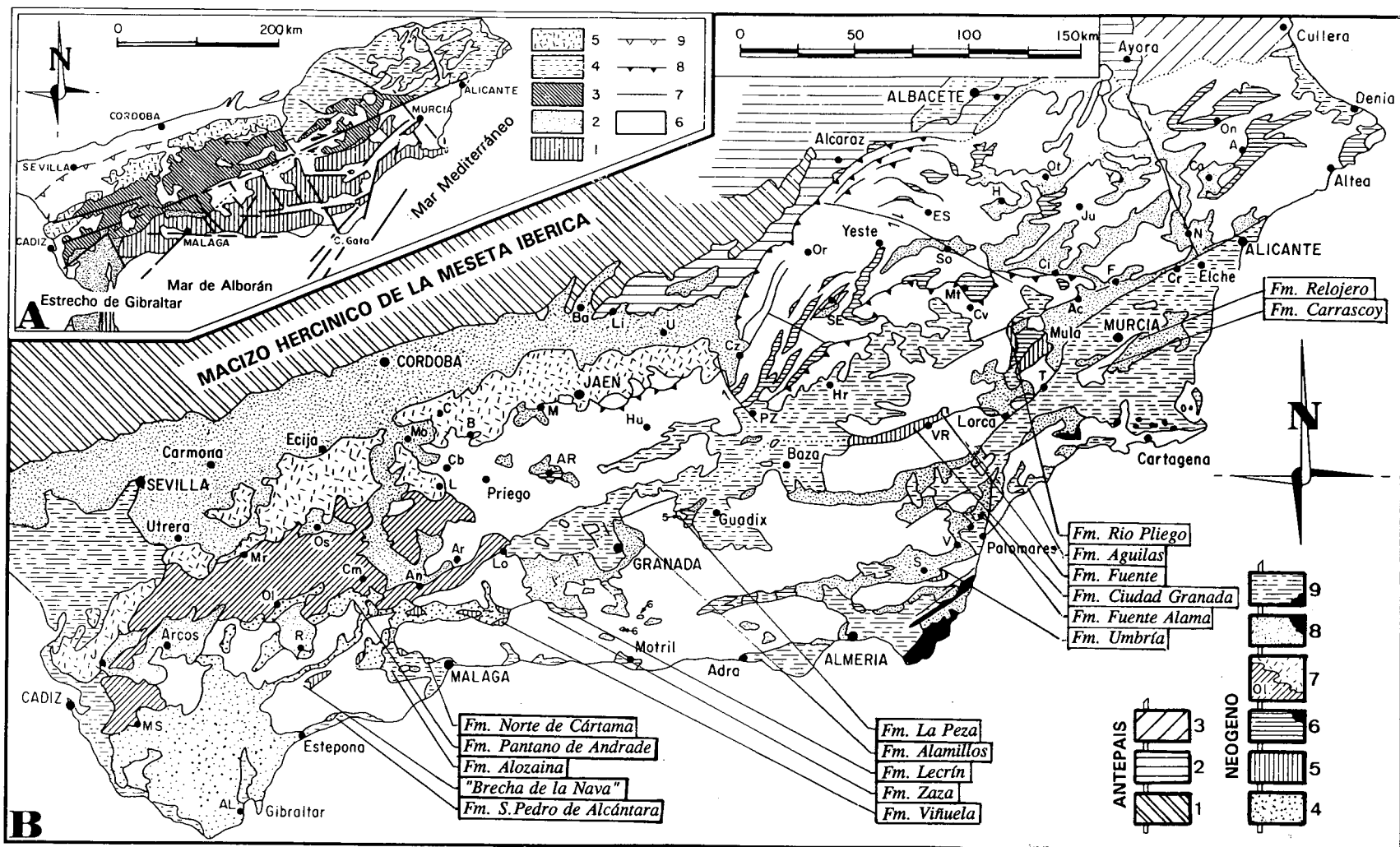
B.- Distribución de los depósitos neógenos en la Cordillera Bética. Leyenda: 1-2-3.- Antepaís. 1.- Macizo Hercínico de la Meseta Ibérica (antepaís emergido). 2.- Cobertera tabular (Triásico y Jurásico). 3.- Cordillera Ibérica. 4.- Unidades del Campo de Gibraltar (depósitos del surco de los flyschs norte-africanos). 5.- Mioceno inferior. 6.- Mioceno medio (que en el sector nororiental incluye además el Mioceno inferior). 7.- Olistostromas con matriz de materiales con facies «Tap» (o «Albarizas») del Mioceno inferior al Tortonense inferior. (Ol.- Principales masas de olistostromas: Subbético desorganizado). 8.- Mioceno superior (en negro rocas volcánicas, como en 6 y 9). 9.- Plioceno y Cuaternario (con importantes espesores).

Leyenda de localidades geográficas: A.- Alcoy. Ac.- Archena AL.- Algeciras. An.- Antequera. Ar.- Archidona. AR.- Alcalá la Real. B.- Baena. Ba.- Bailén. C.- Castro del Río. Ca.- Castalla. Cb.- Cabra. Ci.- Cieza. Cm.- Campillos. Cr.- Crevillente. Cz.- Cazorla. Cv.- Caravaca. ES.- Elche de la Sierra. F.- Fortuna. H.- Hellín. Hr.- Huescar. Hu.- Huelma. J.- Jerez. Ju.- Jumilla. L.- Lucena. Li.- Linares. Lo.- Loja. M.- Martos. Mo.- Montilla. Mr.- Morón de la Frontera. MS.- Medina Sidonia. Mt.- Moratalla. N.- Novelda. Ol.- Olvera. On.- Onteniente. Or.- Orce. Os.- Osuna. Ot.- Ontur. PZ.- Pozo Alcón. R.- Ronda. S.- Sorbas. SE.- Santiago de la Espada. So.- Socovos. T.- Totana. U.- Ubeda. V.- Vera. VR.- Vélez Rubio. Y.- Yecla. Los nombres que figuran en recuadros fuera del mapa indican la posición en la que afloran las diferentes formaciones definidas por distintos autores en materiales del Mioceno inferior y medio, en las Zonas Internas.

Figure 2.- Distribution of the Neogene basins in Betic Cordillera (Southern and Southeastern Spain).

A.- Simplified scheme showing the main geological units in Southern Spain. Key: 1.- Internal Zones. 2.- Campo de Gibraltar units. 3+4.- External Zones (3.- Subbetic, 4.- Prebetic). 5.- Olistostromes in Guadalquivir basin. 6.- Neogene basins. 7.- Main faults. 8.- Main overthrusts. 9.- Front of the olistostromic units.

B.- Distribution of the neogene deposits in the Betic Cordillera. Key: 1-2-3.- Foreland. 1.- Iberian Variscan Massif (Emergent foreland). 2.- Tabular cover (Triassic and Jurassic). 3.- Iberian Chain. 4.- Campo de Gibraltar units (deposits from North-African Flysch Trough). 5.- Early Miocene. 6.- Middle Miocene (in northeastern part it includes also Early Miocene). 7.- Olistostromes with «Tap» (or «Albarizas») facies matrix of the Early Miocene to Early Tortonian (Ol.- Main olistostromes masses: disorganized Subbetic). 8.- Late Miocene (in black volcanic rocks as 6 and 9). 9.- Pliocene and Quaternary (with big thickness). Names within square correspond to Early and Middle Miocene Formations of the Internal Zones. Key of the geographical localities: see Spanish text.



sinorogénico (y en algunos casos, en las Zonas Externas, preorogénico), mientras que las que se formaron a partir del Tortonense presentan carácter postorogénico. No significa esto que las cuencas formadas a partir del Tortonense no estén deformadas, ya que sí lo están y, a veces, grandemente. Sólo se desea indicar al hablar de cuencas sinorogénicas y postorogénicas que las primeras se formaron al mismo tiempo que se completaba la estructuración de la cordillera, mientras que las segundas presentan orientaciones tectónicas diferentes a las de la estructura de la cordillera, hasta el punto que se puede decir que en parte «destruyen» los rasgos previos (Figs. 5 y 6).

### Interpretación de la evolución neógena de la Cordillera Bética dentro del Mediterráneo occidental.

La situación geodinámica general entre Africa y Europa, y más concretamente entre Africa e Iberia, durante el Neógeno, fue de una compresión con una dirección aproximadamente N-S (Tapponier, 1977; Olivet *et al.*, 1982). Sin embargo la situación en la Cordillera Bética parece haber sido más compleja como a continuación se detalla.

Durante el Aquitaniense el margen meridional de la placa Ibérica estaba casi completamente sumergido y en numerosos sectores continuaba la sedimentación

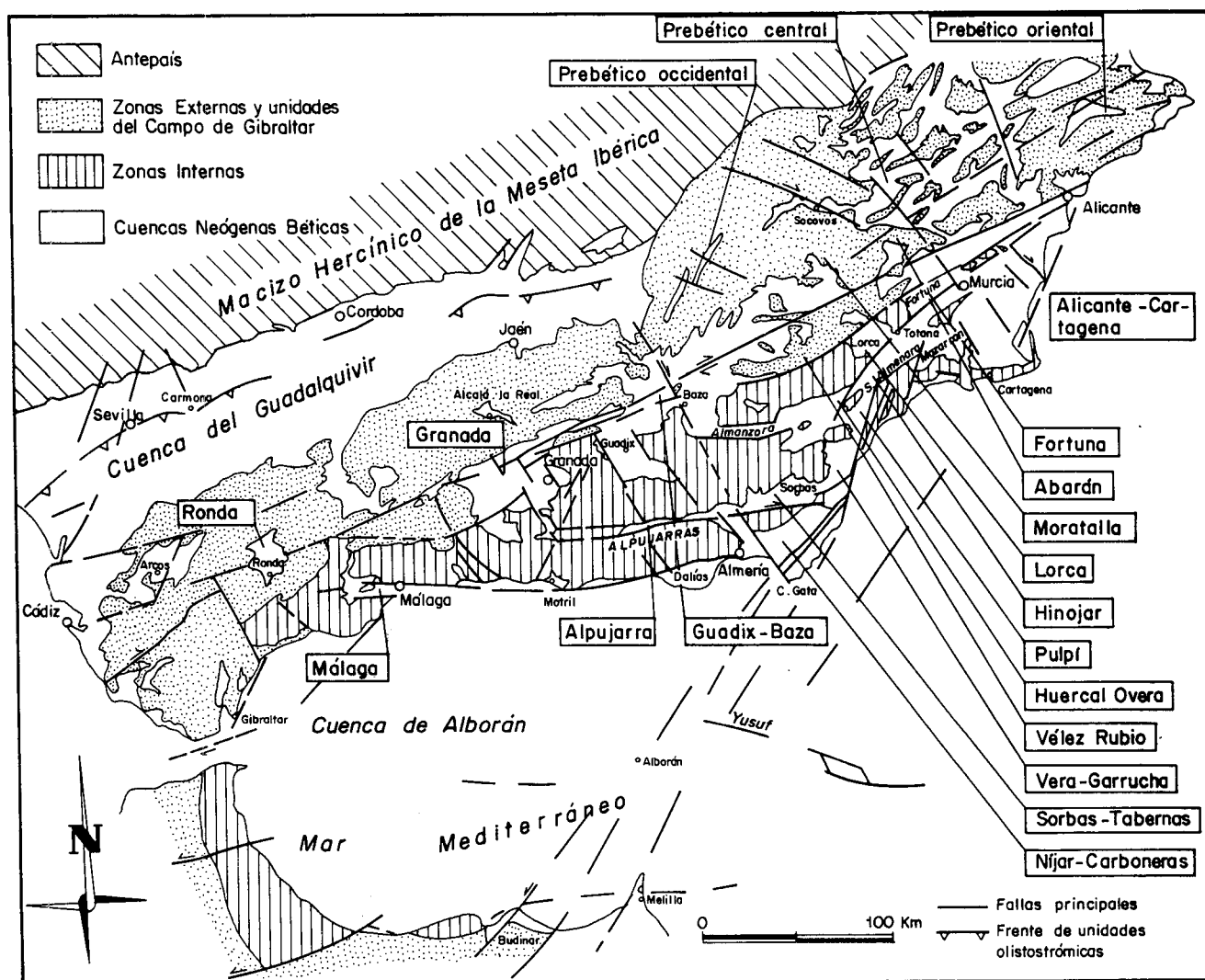


Figura 3.- Principales fallas de la Cordillera Bética según Sanz de Galdeano (1983) con modificaciones y localización de las cuencas y afloramientos citados en el texto.

Figure 3.- Main faults of the Betic Cordillera, modified from Sanz de Galdeano (1983) and position of basins and outcrops cited.

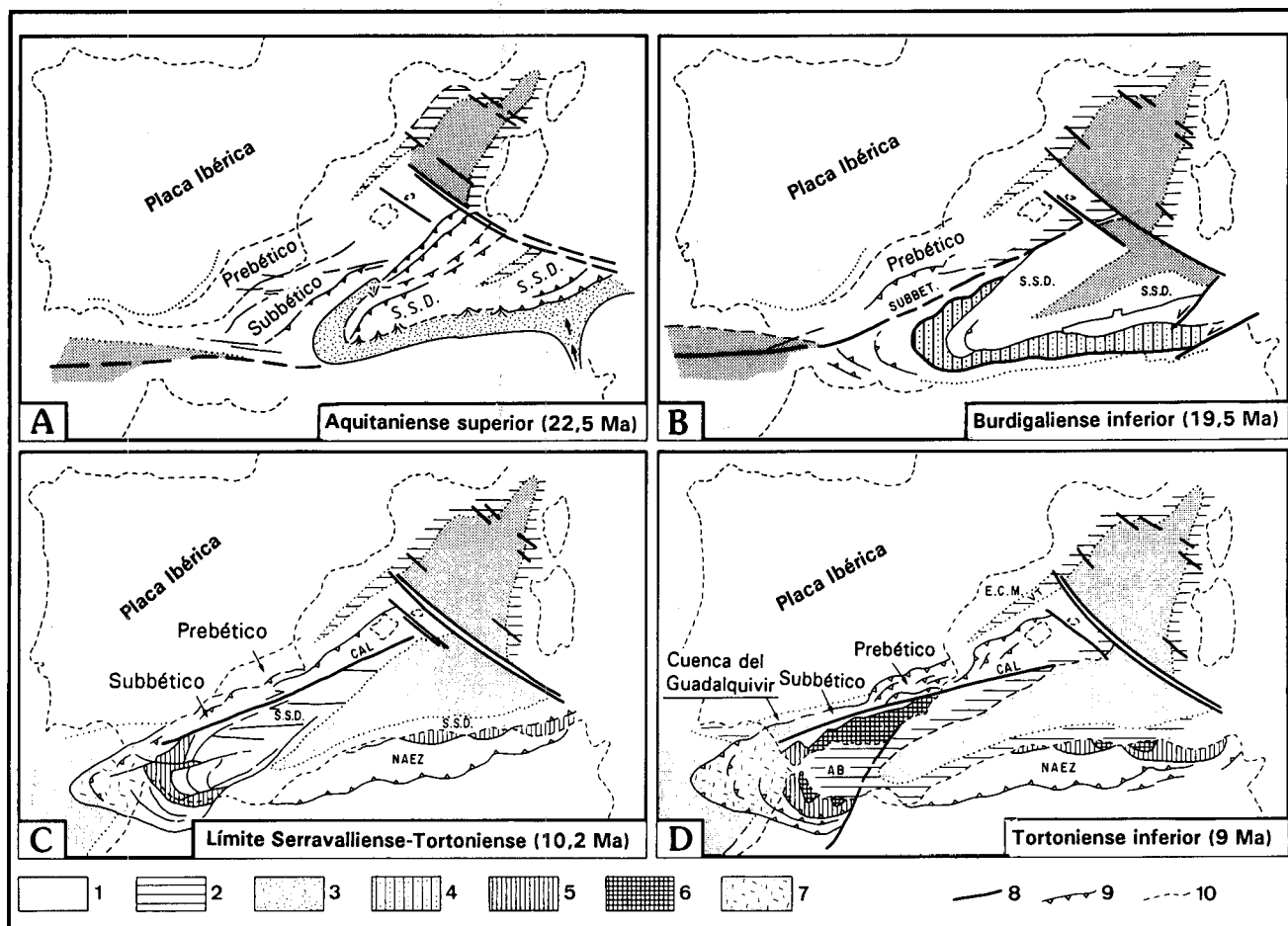


Figura 4.- Reconstrucciones paleogeográfica y palinspástica de los dominios alpinos del Mediterráneo occidental durante el Mioceno (según Martín-Algarra, 1987; Sanz de Galdeano, 1990; modificados). Leyenda: 1.- Corteza oceánica. 2.- Corteza continental adelgazada. 3.- Surco de los flyschs norteafricanos. 4.- Unidades del surco de los flyschs norteafricanos parcialmente desplazadas. 5.- Unidades del Campo de Gibraltar y otras unidades similares localizadas en el norte de Africa. 6.- Zonas Internas. 7.- Olistostromas. 8.- Fallas principales. 9.- Frente de los olistostromas. 10.- Línea de costas actual. S.S.D.-Dominio Sudsardo. CAL.- Línea Cádiz Alicante. NAEZ.- Zonas Externas norteafricanas. ECM.- Margen continental del Ebro. VT.- Surco de Valencia. AB.- Cuenca de Alborán.

Figure 4.- Palaeogeographic and palinspastic reconstructions of the westernmost alpine Mediterranean area, during the Miocene (after Martín-Algarra, 1987; Sanz de Galdeano, 1990; modified). Key: 1.- Oceanic crust. 2.- Thin continental crust. 3.- North African Flysch Trough. 4.- Units from North African Flysch Trough displaced partially. 5.- Campo de Gibraltar units and similar units in North Africa. 6.- Internal Zones. 7.- Olistostromes. 8.- Main faults. 9.- Front of the olistostromes. 10.-Present coastal line. S.S.D.- South Sardinian Domain. CAL.- Cadiz Alicante line. NAEZ.- North-African External Zones. ECM.- Ebro continental margin. VT.- Valencia trough. AB.- Alboran basin.

marina concordantemente con los materiales infrayacentes. Todos ellos constituirían después de su deformación intramiocena las Zonas Externas Béticas. Igual ocurría con el margen norte-africano, que era el área donde se depositaban los materiales de las futuras Zonas Externas del Rif y del Tell. La cuenca de los Flyschs, situada entre ambos márgenes y el dominio Sudsardo, durante el Aquitaniense recibía potentes depósitos turbidíticos. A la vez, en el norte del Mediterráneo occidental comenzó a producirse una importante extensión, la cual avanzó progresivamente hacia el sur, lo que ocasionó que a partir del Burdigaliense se formasen los fondos oceánicos de las cuencas Provenzal y Argelina, y con ello se provocó la expulsión radial del dominio Sudsardo.

Así, durante el Burdigaliense y con menor intensidad a lo largo del Mioceno medio, hasta el inicio del Tortonense aproximadamente, un importante fragmento del dominio Sudsardo (las actuales Zonas Internas Bético-Rifeñas) se desplazaron hacia el oeste (Andrieux *et al.*, 1971; Durand-Delga y Fontboté, 1980; Sanz de Galdeano, 1983, 1988b, 1990 a,b; Wildi, 1983; Martín-Algarra, 1987; Vera, 1988; etc.). A la vez que ocurría este desplazamiento hacia el oeste, parte de la corteza continental del área actualmente ocupada por el mar de Alborán (situado al Sur de la Cordillera Bética, Fig. 4) sufrió un importante adelgazamiento cortical, con una extensión N-S a NE-SW (que también afectó a las Zonas Internas Béticas,

García-Dueñas y Balanyá, 1991). Este fenómeno fue realmente la prolongación hacia el oeste del adelgazamiento aún más importante que tuvo lugar en la cuenca Argelina. Sin embargo, a causa del desplazamiento hacia el oeste, al mismo tiempo se produjo una compresión aproximadamente WNW-ESE en parte de las Zonas Internas Béticas. El límite entre las áreas sometidas a compresión y tensión varió durante el Burdigaliense y el Mioceno medio (Sanz de Galdeano, 1990a, Figuras 2-5).

El actual contacto entre las Zonas Internas (fragmento del bloque Subsardo) y las Zonas Externas (cobertera sedimentaria del margen sudibérico) comenzó su formación durante el Burdigaliense, pudiendo

decirse que previamente la Cordillera Bética no existía como tal. La parte más meridional del margen sudibérico (el dominio Subbético) sufrió una compresión de dirección WNW-ESE como resultado del empuje producido por las Zonas Internas y quedó muy desorganizado. Por el contrario la parte más septentrional del citado margen (Prebético) situado adyacente al continente fue afectado en menor grado por el citado empuje de las Zonas Internas y consecuentemente el grado de deformación fue menor.

Durante el Burdigaliense la expulsión radial, antes mencionada, del dominio Sudsardo provocó la destrucción de la cuenca de los Flyschs, cuyos sedimentos

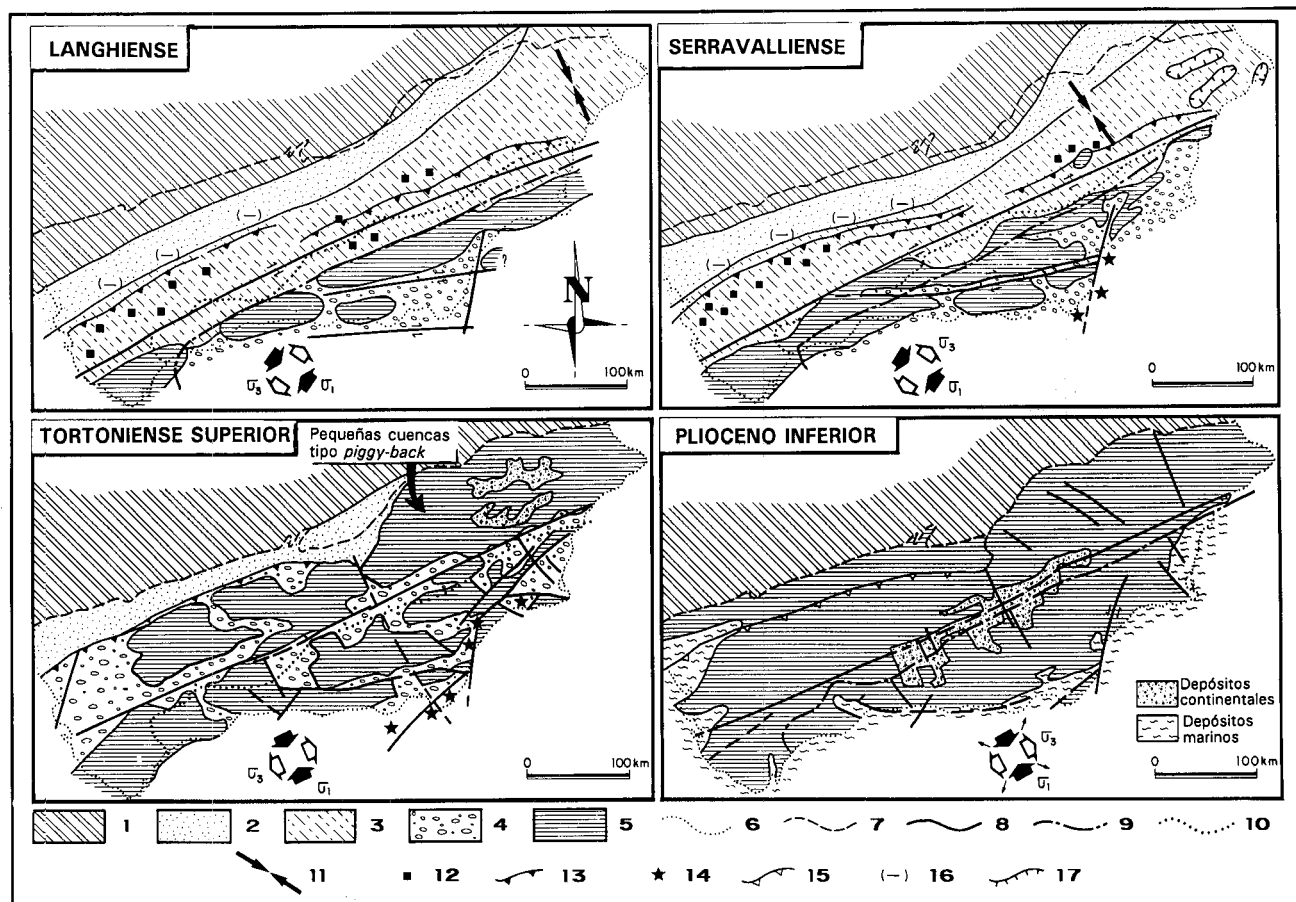


Figura 5.- Reconstrucciones palinspástica y paleogeográfica de la Cordillera Bética durante el Mioceno y Plioceno (las figuras correspondientes al Serravalliense y al Tortoniense inferior están tomadas, algo modificadas, de Rodríguez-Fernández y Sanz de Galdeano, en prensa). Leyenda: 1.- Antepaís emergido, 2.- Cuenca de antepaís, 3.- Surco frontal (foredeep), 4.- Cuenca back-arc? y cuencas intracadena, 5.- Áreas emergidas de la Cordillera Bética, 6.- Línea de costas actual, 7.- Límite entre antepaís emergido y cuenca de antepaís (borde norte de la Cuenca del Guadalquivir), 8.- Fallas principales, 9.- Contacto entre Zonas Internas y Zonas Externas, 10.- Posición actual del límite entre Zonas Internas y Zonas Externas, 11.- Dirección de compresión, 12.- Olistostromas, 13.- Frente activo de los olistostromas, 14.- Centros volcánicos, 15.- Frente actual de los olistostromas, 16.- Áreas subsidentes relacionadas con pliegues y/o diapirismo.

Figure 5.- Palaeogeographical and palinspastic reconstructions of the Betic Cordillera, during the Miocene and Pliocene (Serravallian and Early Tortonian modified from Rodríguez-Fernández and Sanz de Galdeano, in litt). Key: 1.- Emerged foreland, 2.- Foreland basin, 3.- Foredeep, 4.- Back-arc? and intrachain basins, 5.- Emerged areas of the Betic Cordillera, 6.- Present coastal line, 7.- Contact between the emerged foreland and foreland basin (northern border of the Guadalquivir Basin), 8.- Main faults, 9.- Contact between External and Internal Zones, 10.- Present contact between External and Internal Zones, 11.- Direction of compression, 12.- Olistostromes, 13.- Active olistostrome's fronts, 14.- Volcanic centres, 15.- Present front of the olistostromes, 16.- Subsident areas, 17.- Subsident areas related with folding and diapirism.



fueron también empujados hacia el oeste (Complejo del Campo de Gibraltar) y hacia el sur y el sudeste (Flyschs norteafricanos).

A partir del Tortonense cambió drásticamente la situación geodinámica (Figs. 5 y 6). El movimiento hacia el oeste de las Zonas Internas quedó prácticamente paralizado y se reestableció en la Cordillera Bética la situación compresiva general existente entre Africa e Iberia (aproximadamente NNW-SSE), a la vez que se dejaba sentir una extensión casi perpendicular.

Desde el Tortonense superior, y especialmente a partir del Plioceno, a la compresión N-S a NNW-SSE (y a la extensión aproximadamente E-W) se añadió un nuevo

hecho consistente en un levantamiento general de la cordillera que produjo una extensión radial especialmente en la parte central de la misma (Sanz de Galdeano y López-Garrido, en prensa).

La anterior no es la única interpretación existente sobre la evolución de la Cordillera Bética durante el Neógeno. Así, se pueden mencionar, entre otras, las de Weijermars (1985a y b), Doblas y Oyarzun (1989 a y b) y Platt y Vissers (1989).

Según Weijermars (1985a y b) la formación del que llama «Alboran diapiric ridge» comenzó hace 25 M.a., produciendo la estructuración en mantos de las Zonas Internas. La subsidencia térmica posterior tuvo lugar durante el Mioceno Medio (comenzaría hace unos 15

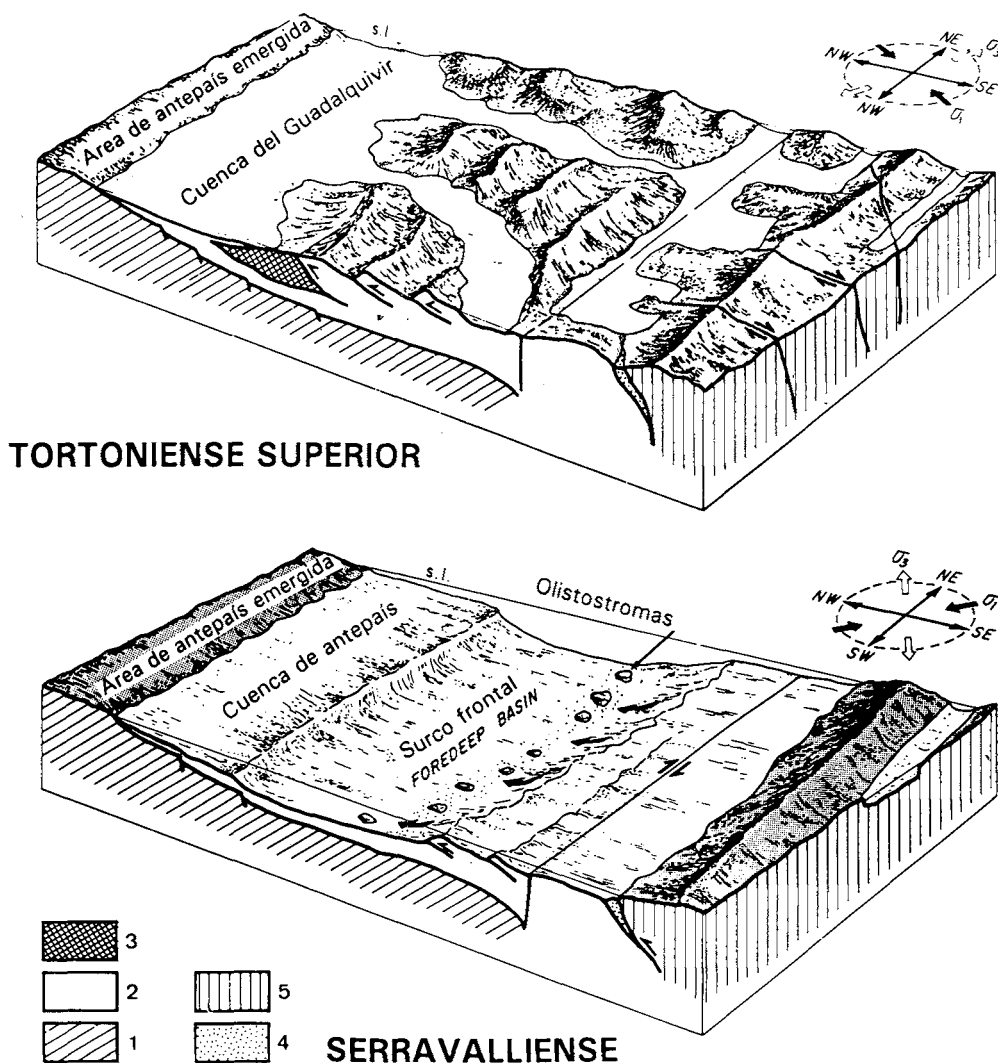


Figura 6.- Comparación entre la paleogeografía de la Cordillera Bética durante el Serravalliense y el Tortonense. Leyenda: 1.- Basamento hercínico. 2.- Zonas Externas. 3.- Olistostomas. 4.- Complejo del Campo de Gibraltar. 5.- Zonas internas. s.l.- nivel del mar.

Figure 6.- Comparison of the palaeogeographic scenario corresponding to the Betic Cordillera during the Serravallian and Tortonian. 1.- Hercynian basement. 2.- External Zones. 3.- Olistostomes. 4.- Campo de Gibraltar units. 5.- Internal Zones. s.l.- sea level.

M.a.). Según este modelo las deformaciones de las Zonas Internas debieron de transmitirse rápidamente a las Externas, pero los datos existentes muestran que éstas se deformaron fundamentalmente a partir del Burdigaliense medio. Para entonces los mantos de los complejos Alpujárride y Maláguide estaban ya parcialmente erosionados y fosilizados por sedimentos marinos del Aquitaniense terminal-Burdigaliense inferior (Sanz de Galdeano *et al.*, en prensa.). Sin entrar en detalle, en nuestra opinión este modelo es inconsistente con los datos disponibles en la Cordillera Bética.

El modelo propuesto por Doblas y Oyarzun (1989a y b) acerca del colapso extensional neógeno producido en el ámbito Bético-Rifeño también presenta, en nuestra opinión, importantes defectos. Por ejemplo, se indica que el mecanismo extensional debió de ocurrir en el Serravaliense y Tortoniense, dando lugar a la elevación y aparición en superficie de las peridotitas de Ronda. Esta interpretación no se puede mantener si se considera que restos de peridotitas ya se encuentran en sedimentos discordantes del Mioceno inferior, situados en las proximidades (Bourgeois, 1978; Martín-Algarra, 1987).

Platt y Vissers (1989) proponen también un modelo de colapso extensional producido en la región del mar de Alborán y del arco de Gibraltar, pero la época en la que lo localizan, Mioceno inferior, es más consistente con los datos generales de la Cordillera (además las Zonas Internas se habría estructurado en un proceso compresivo previo). Sin embargo a este modelo le convendría que las Zonas Internas hubieran estado notablemente levantadas durante ese tiempo, y no sumergidas en buena medida, tal como demuestran los datos recientes de Sanz de Galdeano *et al.* (en prensa) quienes describen un afloramiento de unos 6 km de largo de materiales del Aquitaniense superior-Burdigaliense inferior en el área de Cártama (cerca de Málaga) en plenas Zonas Internas. A estos se suman los datos recientes de Comas y Jurado (1991), quienes describen sedimentos marinos del Burdigaliense en el mar de Alborán. Además también se conocen ya nuevos afloramientos marinos del Aquitaniense inferior y medio, quizás también Oligoceno terminal, en las proximidades de Málaga (Serrano *et al.*, en preparación).

El último modelo que citamos es el de Frizon de Lamotte *et al.* (1991), en el que se enfatiza la importancia de los movimientos hacia el W de las Zonas Internas y Externas. Estamos parcialmente de acuerdo con esta idea (como también lo estamos con algunos aspectos de los anteriores modelos que se acaban de mencionar brevemente), pero pensamos que a algunos de estos movimientos hacia el W se les atribuyen edades demasiado recientes (Mioceno superior), a la vez que se subestiman los movimientos en otras direcciones, tales como la NNW o NW.

## Principales fallas de la Cordillera Bética.

La red de fracturas de la cordillera se muestra de forma simplificada en la Fig. 3. Desde el Burdigaliense al Tortoniense inferior, con una dirección de compresión WNW-ESE, los movimientos horizontales y verticales de las fallas N60-90 controlaron parcialmente las diferentes cuencas, tal como ocurrió, a partir del Serravaliense, con los desgarres E-W en el corredor de las Alpujarras. Estas fallas produjeron desplazamientos dextrorsos con un carácter transpresivo o transtensivo, dependiendo del tiempo y del lugar en que se sitúan.

Posteriormente, a partir del Tortoniense, las fallas NW-SE y NE-SW a NNE-SSW actuaron respectivamente como fallas dextrorsas y sinistrorsas, dentro de un campo compresivo aproximadamente N-S. Sin embargo en muchos casos los movimientos fueron oblicuos o incluso estrictamente verticales. Estos diferentes movimientos se debieron a las variables situaciones del esfuerzo. Las fallas N-S actuaron como normales, de acuerdo con la extensión perpendicular, casi E-W, existente. Igualmente, el movimiento conjunto de las fallas NW-SE y NNE-SSW como normales fue ayudado por el mismo proceso extensivo. A su vez los movimientos de las fallas N60-90 disminuyeron progresivamente de importancia y finalmente cesaron o incluso invirtieron ligeramente su sentido. Sin embargo, con la superposición de la extensión radial, en especial durante el Plioceno y Pleistoceno, todos los juegos de fallas produjeron importantes movimientos verticales.

## PRINCIPALES RASGOS SEDIMENTARIOS, TECTONICOS Y PALEOGEOGRAFICOS DE LA CORDILLERA BETICA DURANTE EL NEOGENO.

Los diferentes eventos tectónicos y/o eustáticos que tuvieron lugar en la Cordillera Bética pueden ser deducidos estudiando el relleno sedimentario de sus cuencas neógenas (Figs. 7 y 8). Con el fin de presentar ordenadamente los diferentes eventos, consideraremos separadamente el Mioceno inferior, el medio y el superior, además del Plioceno y Cuaternario.

### Mioceno inferior.

Los sedimentos del Oligoceno superior-Aquitaniense inferior son los primeros que consideramos en las Zonas Internas (Fig. 2). Se depositaron discordantemente sobre los materiales del Maláguide, de los que tan sólo se han conservado unos pocos afloramientos.

Estos materiales se han descrito con nombre de diferentes unidades litoestratigráficas («Formación Ciudad Granada» en Mac Gillavry *et al.*, 1963; «Fm. Río Pliego» en Jerez, 1979; «Fm. Pantano de Andrade» en Bourgois, 1978; «Fm. Alozaina» en Bourgois *et al.*, 1972a; o «Grupo Ciudad Granada» en Martín-Algarra, 1987). Corresponden a depósitos marinos someros formados

por materiales detríticos procedentes del dismantelamiento de relieves del Maláguide. Se formaron antes del comienzo de la deformación principal que afectó al complejo Maláguide ya que están implicados en la misma. Debemos recordar que al mismo tiempo la cuenca de los Flyschs Norte-Africana recibía depósitos turbidíticos.

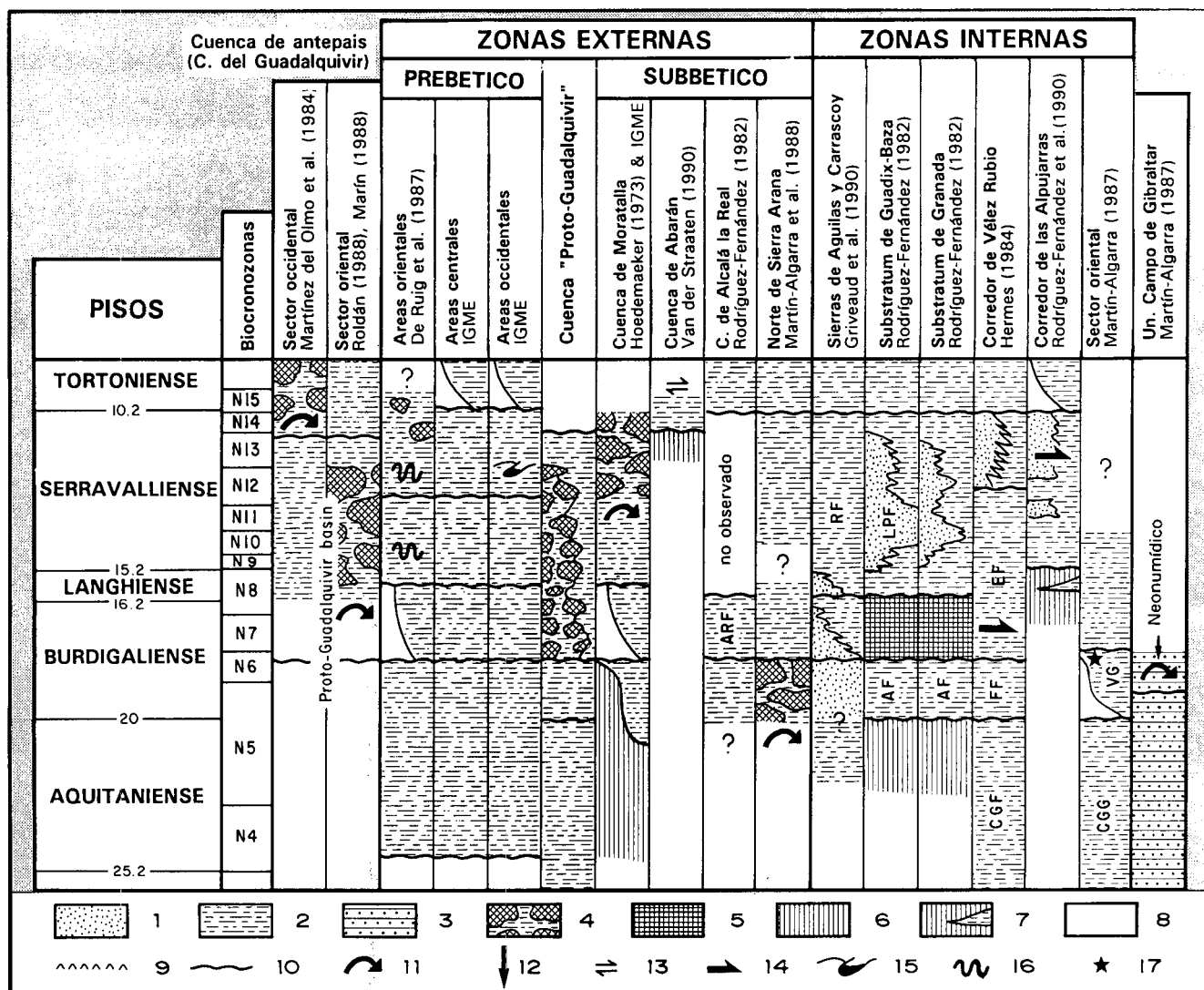


Figure 7.- Gráfico en el que se recopilan la distribución de las facies y el contexto tectónico en las diferentes cuencas neógenas de la Cordillera Bética, durante el Mioceno inferior y medio. Leyenda: 1.- Depósitos continentales. 2.- Depósitos marinos. 3.- Turbiditas en el surco de los Flyschs. 4.- Olistostromas. 5.-Unidades alóctonas. 6.- Substratum de la cuenca. 7.- Materiales implicados en estructuras del substratum. 8.- Sin registro sedimentario. 9.- Evaporitas del Messiniense. 10.- Discontinuidades. 11.-Sliding, slumping y olistostromas. 12.- Control tectónico esencialmente por fallas normales. 13.- Cuencas de tipo pull-apart. 14.- Control tectónico esencialmente por fallas de salto en dirección. 15.- Cuencas de tipo piggy-back. 16.- Control tectónico por los pliegues y el diapirismo. 17.- Vulcanismo. ARF.- Formación de Alcalá la Real. R.F.- Formación Relojero. AF.- Formación Alamillos. FF.- Formación Fuentes. EF.- Formación Espejos. CGG.- Grupo de Ciudad Granada. VG.- Grupo de la Viñuela.

Figure 7.- Distribution of facies and tectonic context in the different neogene basins of Betic Cordillera, during the Early an Middle Miocene. Key: 1.- Continental deposits. 2.- Marine deposits. 3.- Turbidites in the Flysch Trough. 4.- Olistostromes. 5.- Allochthonous units. 6.- Substratum of the basin. 7.- Materials implied in structures of the substratum. 8.- Without sedimentary record. 9.- Messinian evaporites. 10.- Discontinuities. 11.- Sliding, slumping and olistostromes. 12.- Tectonic control especially by normal faults. 13.- Pull-apart basins. 14.- Tectonic control especially by strike-slip faults. 15.- Piggy-back basins. 16.- Main controls by folding and diapirism. 17.- Volcanism. ARF.- Alcalá la Real Fm. R.F.-Relojero Fm. AF.- Alamillos Fm. FF.- Fuentes Fm. EF.-Espejos Fm. CGG.- Ciudad Granada Group. VG.-Viñuela Group.

Durante el Aquitaniense superior-Burdigaliense inferior la sedimentación sobre las Zonas Internas fue fundamentalmente detrítica, discordante sobre el Maláguide y el Alpujárride. En varias formaciones también aparecen sedimentos turbidíticos y silexitas y tufitas. Estas formaciones se conservan sobre todo en sectores situados en el contacto entre las Zonas Internas y Externas («Fm. Fuente» en Mac Gillavry *et al.*, 1963; «Fm. Alamillos» en Rodríguez-Fernández, 1982; «Fm. Viñuela» en Boulin *et al.* 1973; «Grupo Viñuela» en Martín-Algarra, 1987), pero también aparecen en el interior de las Zonas Internas («Fm. Alamo» en Volk y Rondeel, 1964; «Fm. Millanas» en Bourgois *et al.*, 1972b; «Fm. San Pedro de Alcántara» en Aguado *et al.*, 1990, «Fm. del Norte de Cártama» en Sanz de Galdeano *et al.*, en prensa) (Fig. 2).

Durante el Burdigaliense (¿o durante el Langhiense inferior?), el Neomudico se superpuso a varias de las formaciones anteriormente mencionadas de la parte occidental de las Zonas Internas y posiblemente sobre parte del mar de Alborán. Esta superposición también se produjo, aunque muy parcialmente, sobre las Zonas Externas Béticas.

Durante el Aquitaniense, las Zonas Externas sufrieron una cierta deformación. Por ello aparecen sedimentos detríticos en muchas partes del Prebético, especialmente cerca de los bordes de la cuenca, además de depósitos de calizas con algas. En el Subbético la sedimentación varió según la localización: se formaron depósitos detríticos muy finos y secuencias turbidíticas en muchos lugares, pero también aparecen depósitos gruesos de flujos gravitacionales en masa en varios sectores especialmente afectados por deformaciones, conectados con el levantamiento de relieves, emergidos o no. También se depositaron, local y temporalmente, sedimentos carbonáticos. La sedimentación fina correspondió a margas blancas y arcillas de facies «Tap», llamadas así en la parte oriental de la cordillera, o «Albarizas» o «Moronitas» en la parte occidental.

Durante el Burdigaliense los materiales del dominio paleogeográfico del Subbético se desorganizaron a causa del empuje de las Zonas Internas. Como consecuencia de la deformación de esta parte más meridional del margen sudibérico se formó el Estrecho Nordbético (Colom, 1952; Calvo *et al.*, 1978), una importante cuenca que conectaba el océano Atlántico con el mar Mediterráneo. Dentro de la misma existía un sector muy móvil, situado en el borde sur, especialmente en el frente de este borde (Figs. 5 y 6). En este último área se emplazaron enormes masas olistostrómicas, con muy importantes resedimentaciones, que incluyeron a parte de los depósitos de «Albarizas». Además se formó la zona de fallas de Cádiz-Alicante (Sanz de Galdeano, 1983), cuyos movimientos dextrorsos ayudaron al desplazamiento hacia el Oeste de la parte del Subbético que se hizo solidaria con las Zonas Internas.

## Mioceno medio.

En las Zonas Internas existen pocos afloramientos del Burdigaliense superior-Langhiense inferior («Fm. Espejos» en Soediono, 1971 y Hermes, 1984; «Fm. Aguilas» en Montenat *et al.*, 1987, etc). Corresponden a margas grises calcáreas, a conglomerados y a areniscas turbidíticas discordantes sobre el Alpujárride y el Maláguide (Fig. 2).

Martín-Algarra (1987) mostró la existencia de importantes eventos eustáticos durante el Langhiense. Corresponden a una primera caída del nivel del mar durante el Langhiense inferior y a una subida durante el superior. Aunque la inestabilidad tectónica fue muy importante, estos eventos pueden ser correlacionados con los drásticos cambios de las curvas eustáticas señalados por Haq *et al.* (1987, 1988).

Consecuentemente, durante el Langhiense superior se formaron depósitos de margas grises pelágicas y conglomerados, generalmente depositados sobre el Alpujárride. Una posterior regresión tuvo lugar aproximadamente en el límite Langhiense-Serravalliense, la cual está representada por gruesas formaciones de brechas y por conglomerados marinos o continentales, según la localización. Dos formaciones de este ciclo sedimentario son la Fm. La Peza en Rodríguez-Fernández (1982) y la Fm. Umbría en Volk y Rondeel (1964). Los materiales de este ciclo se han reconocido también en el corredor de las Alpujarras (Rodríguez-Fernández *et al.*, 1990) (Fig. 2).

Algunas de estas cuencas fueron controladas por fallas de desgarre dextrorsas (la dirección de compresión era aproximadamente NW-SE a WNW-ESE). El mejor ejemplo es el corredor de las Alpujarras, donde, durante el Serravalliense, y posteriormente, controlaron importantes cambios de facies.

En las Zonas Externas, la sedimentación de la facies «Tap» o «Albarizas» continuó hasta el Tortoniense, aunque, debido a la inestabilidad tectónica, presentan importantes discordancias internas. El sector más móvil del Estrecho Nordbético continuó recibiendo enormes masas olistostrómicas (Comas, 1978; Martín-Algarra *et al.*, 1988), especialmente en sus sectores central y occidental (Fig. 5). El origen de estos olistostromas hay que buscarlo en la importante desorganización, que se incrementaba hacia el oeste, sufrida por los materiales subbéticos. Al sector centro-occidental del área más móvil del Estrecho Nordbético lo llamaremos subcuenca Proto-Guadalquivir, porque en el curso del progresivo desplazamiento de su depocentro hacia el NW, o incluso al W en el actual golfo de Cádiz, se situó en gran medida en la actual depresión del Guadalquivir. De igual modo varias pequeñas cuencas contenidas en la Proto-Guadalquivir fueron progresivamente transportadas.

Esto es especialmente claro para varias formaciones del Serravalliense y del Tortoniense inferior (Roldán y Rodríguez-Fernández, 1991).

Las masas olistostrómicas aparecen también en la parte oriental del sector más móvil, en el Prebético cerca del contacto con el Subbético (Hoedemaeker, 1973), pero tienen menor importancia. Desde el punto de vista paleogeográfico esta parte oriental evolucionó de manera diferente. Aquí se formaron pequeñas cuencas controladas por diapirismo y plegamientos (fenómenos que a su vez fueron controlados en parte por fracturas). Algunas de ellas se han rellenado por depósitos del Mioceno medio, a veces con importantes depósitos de flujos gravitacionales en masa. Algunas cuencas fueron directamente controladas por fracturas, así la cuenca de Abarán, que según Van der Straaten (1990), es de tipo pull-apart formada durante el Serravalliense?-Tortoniense inferior.

Hacia finales del Mioceno medio hubo un importante paso de medio marino a continental, produciéndose una clara discordancia en algunos sectores del Prebético.

### Mioceno superior.

Las cuencas neógenas béticas mejor conservadas se formaron desde el Tortoniense en adelante (Fig. 8). Las fallas NW-SE y NE-SW a NNE-SSW cruzan en numerosos sectores el contacto entre las Zonas Internas y Externas. Controlaron la instalación de nuevas cuencas, de formas poligonales, las cuales se dispusieron indistintamente sobre materiales de las Zonas Externas, sobre materiales de las Zonas Internas o cubriendo parcialmente el contacto entre ambas (como ocurre con las cuencas de Granada y Guadix-Baza, Fig. 3).

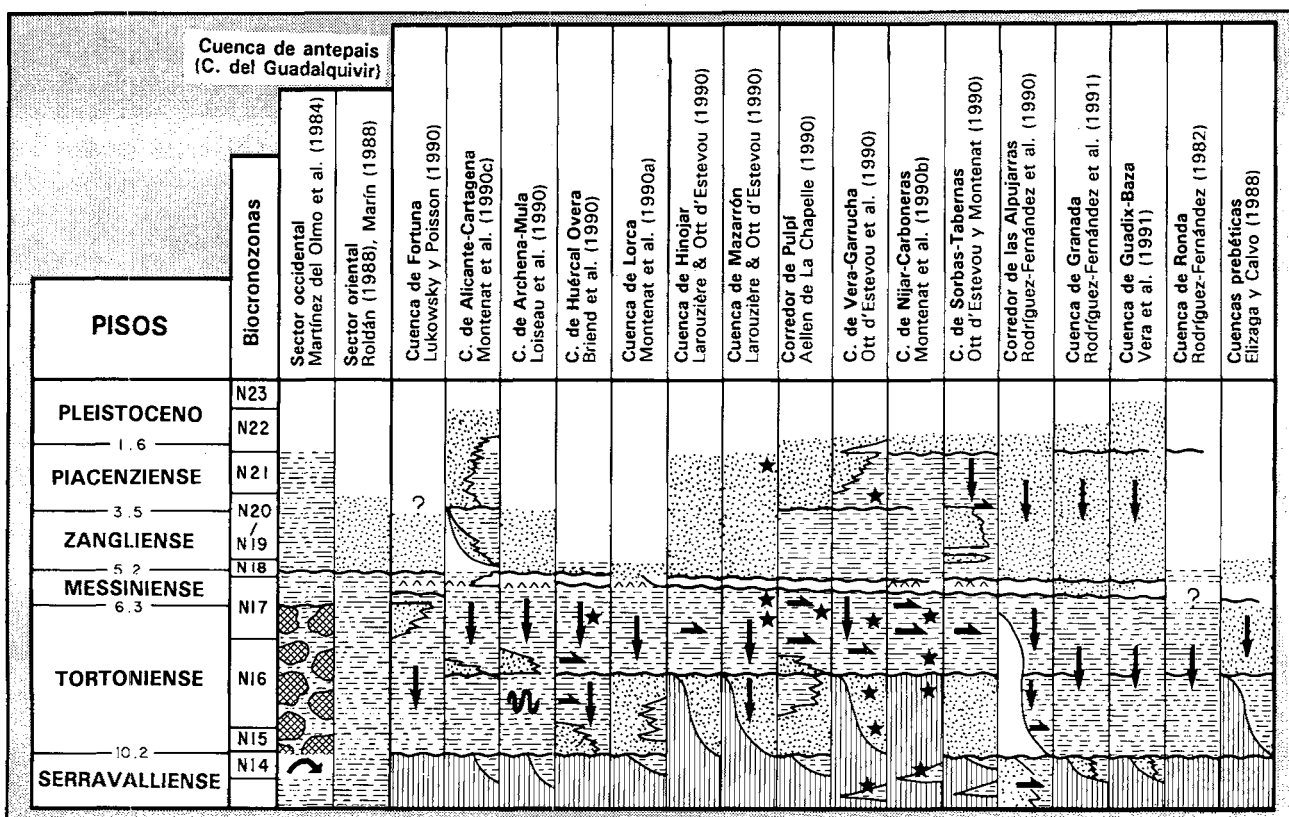


Figure 8.- Gráfico en el que se recopilan la distribución de las facies y el contexto tectónico en las diferentes cuencas neógenas de la Cordillera Bética, durante el Mioceno superior, Plioceno y Pleistoceno. Leyenda en la figura 5.

Figure 8.- Distribution of facies and tectonic context in the different neogene basins of the Betic Cordillera, during the Late Miocene, Pliocene and Pleistocene. Same key as figure 5.

En general, a partir del Mioceno superior la sedimentación, predominantemente detrítica, muestra afinidades atlánticas o mediterráneas según la posición de las cuencas. En aquellas de afinidad mediterránea aparecen varios episodios arrecifales, y además en algunas de ellas aparecen sedimentos evaporíticos que son ligeramente anteriores y/o coetáneos con los del Mediterráneo occidental.

### Tortonense.

El límite Serravalliense/Tortonense está marcado por un episodio tectónico compresivo, coetáneo con una abrupta caída del nivel del mar, coincidente con

los límites de los ciclos de segundo orden TB2 y TB3 de la curva de EXXON (Fig. 9), que produjo una importante emersión y erosión de la cordillera. Este evento fue inmediatamente seguido por una repentina transgresión (coincidente cronológicamente con el comienzo del ciclo de tercer orden TB3.1) que produjo el depósito en las nuevas cuencas de sedimentos marinos discordantes. Las litologías predominantes fueron brechas y conglomerados (los cantos heredados del complejo Nevado-Filábride aparecieron por primera vez), calcarenitas bioclásticas y margas.

Un episodio de deformación tectónica intra-Tortonense se reconoce gracias a una discordancia presente en varios sectores de la región (Estévez *et al.*, 1982). Es coetáneo con el límite de los ciclos de tercer orden

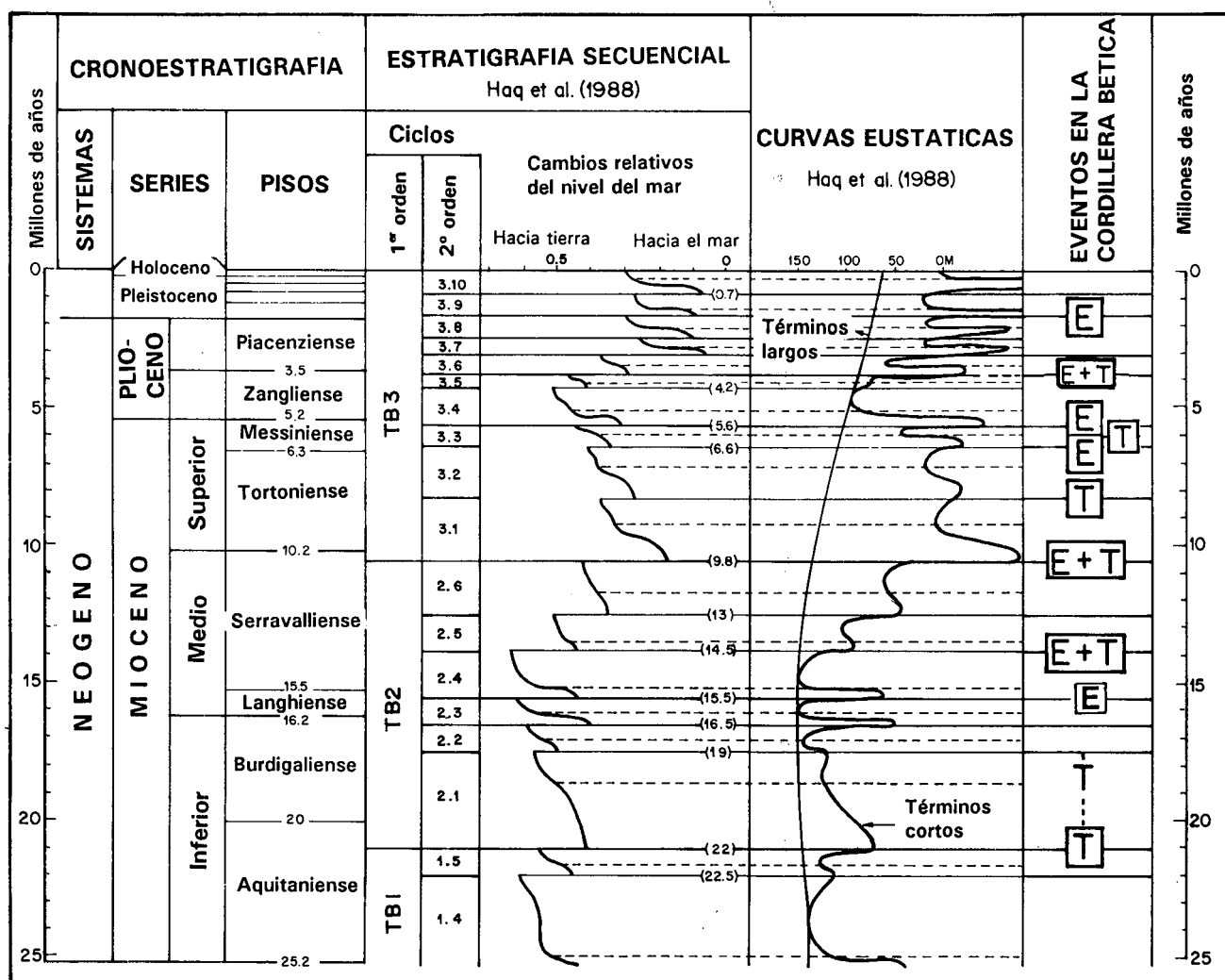


Figura 9.- Cuadro cronoestratigráfico con indicación de los eventos detectados en el relleno sedimentario de las cuencas neógenas béticas. Leyenda: E.- Evento eustático. T.- Evento tectónico. E+T.- Evento eustático y tectónico.

Figure 9.- Chronostratigraphic chart with indication of the events detected in the infills of the Betic Neogene Basins. E.- Eustatic event. T.- Tectonic event. E+T.- Eustatic and tectonic event.

TB 3.1 y TB 3.2 de Haq *et al.* (1987, 1988), quienes señalan el inicio de una regresión (Fig. 9). A la vez se produjo un levantamiento espectacular de los relieves que bordean algunas de las cuencas, en particular los del actual núcleo del Nevado-Filábride.

Coincidiendo con el evento intratortonense, el Estrecho Nordbético desapareció y quedó cortada la comunicación a gran escala entre el Atlántico y el Mediterráneo. El Prebético sufrió importantes desplazamientos hacia el NNW o hacia el NW y el sector más móvil de la cuenca antes citado desapareció. La antigua cuenca profunda móvil localizada en el frente de los nuevos relieves béticos se transformó en la depresión del Guadalquivir. Los últimos movimientos de las masas olistostrómicas tuvieron lugar durante el Serravalliense en el sector oriental, durante el Tortonense inferior en el occidental y fueron incluso posteriores en el golfo de Cádiz (Roldán, 1988). Sin embargo, en el sector occidental de la cuenca del Guadalquivir la subsidencia continuó hasta el Messiniense.

### Messiniense.

Durante el Tortonense terminal-Messiniense inferior el importante levantamiento de gran parte de la Cordillera Bética provocó la retirada definitiva del mar de numerosas cuencas, con la excepción de aquellas cercanas a las costas actuales y de la del Guadalquivir, que prolongaron la sedimentación marina hasta el Messiniense o el Plioceno, según los sectores. Las cuencas de Granada y Guadix-Baza perdieron su carácter marino hacia finales del Tortonense (Rodríguez-Fernández, 1982; Rodríguez-Fernández *et al.*, 1984). Así, después de la formación de complejos recifales en el Tortonense superior, estas cuencas fueron ocupadas por lagos que fueron cada vez más someros a lo largo del Messiniense.

En el Rif también se produjo una desconexión más o menos completa entre el Atlántico y el Mediterráneo, lo que produjo que en conjunto descendiera el nivel del mar en el Mediterráneo dando lugar a la formación de los conocidos depósitos evaporíticos.

En la Cordillera Bética los sedimentos del Messiniense se depositaron sobre los del Tortonense, pero el registro estratigráfico, en muchas cuencas intramontañosas, no es continuo. Este registro es más completo en la cuenca del Guadalquivir y en las cuencas orientales de la provincia de Almería. En éstas últimas se formaron arrecifes en los bordes, a la vez que precipitaron evaporitas en los sectores más profundos. La interrupción de los depósitos evaporíticos coincide aparentemente con una caída del nivel marino (aproximadamente coetáneo con el límite entre los ciclos de

tercer orden TB 3.3 y TB 3.4) que produjo una erosión parcial de los materiales anteriores. Hacia finales del Messiniense otra elevación eustática se dejó notar en algunas de estas cuencas.

Durante el Tortonense y el Messiniense se formaron algunas cuencas controladas por fallas de dirección NNE-SSW a NE-SW, con importantes movimientos sinistrorsos (las de Níjar-Carboneras, Pulpí, Hinojar, y parcialmente la de Vera, entre otras). En la nomenclatura de los autores franceses han sido denominadas, por Montenat *et al.* (1987), «sillons sur décrochement», que se puede traducir como «surcos sobre desgarre».

Otras cuencas fueron controladas básicamente por movimientos verticales de fallas NW-SE y NNE-SSW como es el caso de las cuencas de Granada y Guadix-Baza, o por movimientos verticales de fallas N-S (como en la cuenca de Mazarrón), o incluso parcialmente por los de fallas E-W. En el Prebético se formaron diversas cuencas continentales, que fueron controladas por los mismos juegos de fallas (Calvo *et al.*, 1978; Elízaga y Calvo, 1988).

### Plioceno y Cuaternario.

Durante el Plioceno inferior la extensión radial causó la apertura del Estrecho de Gibraltar y la reorganización de muchas cuencas anteriores. La transgresión del Plioceno inferior sólo afectó a las cuencas periféricas del mar de Alborán y parcialmente a la depresión del Guadalquivir (Fig. 5). Durante el Plioceno medio se observa una neta discordancia en estas cuencas (Megías *et al.*, 1983), que corresponde a un nuevo episodio de deformaciones tectónicas, aunque nuevamente coincide con un límite entre ciclos de tercer orden (entre el TB 3.5 y el TB 3.6, Fig. 9) con una bajada relativa del nivel del mar. Los sedimentos pliocenos en las cuencas marinas están formados por calcarenitas bioclásticas, margas y calizas azuladas en el centro y por abanicos deltaicos en los bordes. Los de las áreas lacustres de las cuencas continentales son margas, calizas y lignitos que pasan en los bordes a depósitos aluviales.

En la base del Pleistoceno se reconoce un nuevo evento, coincidente en este caso con el límite entre los ciclos de tercer orden TB 3.8 y TB 3.9 (Fig. 9), que marca la retirada definitiva del mar de las cuencas almerienses. En otras cuencas se registra un evento tectónico que produjo importantes levantamientos o subsidencias. Este mismo fenómeno se reconoce también en el Pleistoceno medio.

Las cuencas formadas durante el Plioceno-Pleistoceno (las de Málaga y Fuengirola) no están muy

deformadas, dado el poco tiempo que ha pasado, insuficiente para producir nuevas reactivaciones o superposiciones. Otras cuencas preexistentes, tales como las de Granada, Guadix-Baza, Archena-Mula, etc., fueron considerablemente modificadas en estos últimos movimientos. Sus bordes fueron a veces notablemente «redefinidos» y la posición de los depocentros cambió. De esta forma las citadas cuencas se definieron más claramente, a la vez que algunos sectores de las mismas fueron levantados, tal como ocurre en parte del borde oriental de la cuenca de Granada, que presenta actualmente sedimentos tortonense marinos a 1700 m s.n.m., en las faldas de Sierra Nevada. Parecidos hechos ocurren en algunos sectores de las cuencas de Almería (en el SE de la cuenca de Sorbas-Tabernas) o en el corredor de las Alpujarras, etc.

#### UN INTENTO DE CLASIFICACIÓN DE LAS CUENCAS NEOGENAS BÉTICAS.

Las cuencas neógenas béticas no encajan fácilmente con las clasificaciones más usuales de cuencas sedimentarias (Bally y Snelson, 1980; Kingston *et al.*, 1983; Miall, 1984; Allen y Allen, 1990). Todas ellas se formaron en una región cuyo basamento era una corteza continental que ha sufrido una colisión y ha resultado muy deformada a lo largo del Neógeno, lo que implica a la vez la deformación de los nuevos sedimentos. Se creó un surco al frente de la cadena en formación,

al que se llama «surco frontal» como traducción de *foredeep* (o *peripheral*, Miall, 1984), al igual que sucedió en los Apeninos (Ricci-Lucchi, 1986), y que evolucionó al tiempo que se producía la migración de su depocentro. Este surco formaba parte de la cuenca externa o de antepaís («foreland basin»), situada entre la cadena en parte emergida y los relieves del borde meridional del macizo hercínico de la Meseta. Además se formaron numerosas cuencas dentro de la propia cadena, que pueden ser consideradas como «cuencas intramontañosas» (sensu Ricci-Lucchi, 1986; Thauasuthipitak y Ounchanum, 1989) y/o asociadas a fosas y fallas transcurrentes (Miall, 1984).

En concreto, para nuestra clasificación hemos tomado como referencia, con modificaciones parciales, la nomenclatura usada por Boccaletti *et al.* (1987), que incluye los términos *foreland basin* (cuenca externa o de antepaís), *foredeep basin* (surco frontal) incluida en la cuenca externa, *piggyback basins* (término que no traducimos al castellano) y *back basin e intradeep basins* (términos que no utilizaremos), a los cuales hemos añadido el más usual de cuenca intramontaña (intramontane basin). Usamos un nuevo término: «*intrachain basin*» (cuencas intracadena o cuencas formadas dentro de la cadena) en lugar de *intradeep basin* ya que este último término puede inducir a errores. En la Fig. 10 se muestra gráficamente la localización de cada tipo de cuenca en relación con la evolución teórica de una cordillera.

Una dificultad que se presenta al intentar clasificar una cuenca concreta es que en muchos casos las cuen-

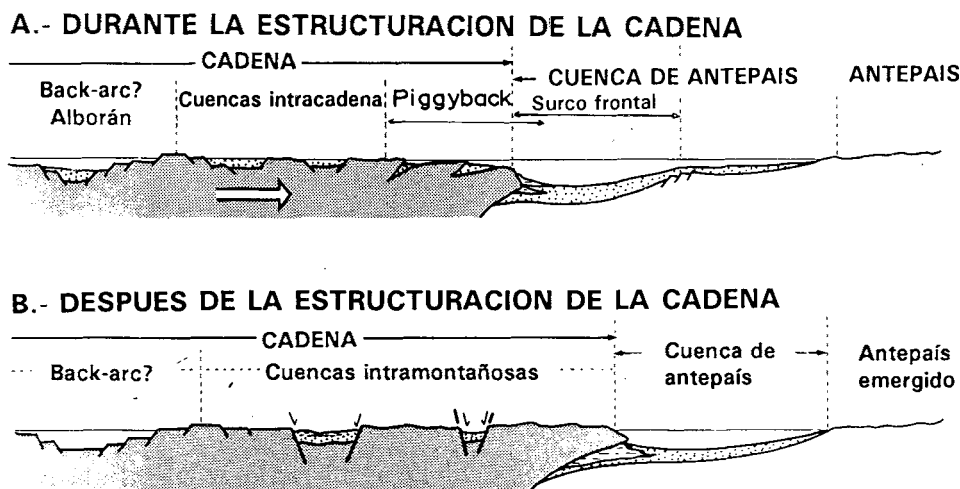


Figure 10.- Clasificación de las cuencas sedimentarias en el contexto de una cadena de plegamiento usada en este trabajo, modificada de Boccaletti *et al.* (1987).

Figure 10.- Classification of the sedimentary basin types in the context from chain used in this paper, modified from Boccaletti *et al.* (1987).



cas no están estrictamente controladas por un sólo tipo de causa, sino que son más o menos complejas, incluso polifásicas a lo largo del tiempo. Así, la cuenca de Granada durante el Mioceno superior fue controlada básicamente por los movimientos normales de fallas NW-SE y NNE-SSW; posteriormente en el Plioceno-Pleistoceno, lo hicieron todos los juegos de fallas, incluyendo el de dirección E-W, al producir importantes movimientos verticales de tipo normal.

### **Clasificación de las cuencas del Mioceno inferior y medio (Tabla 1).**

En general, la geometría de las cuencas del Mioceno inferior formadas sobre las Zonas Internas Béticas es muy difícil de reconstruir, dado que sólo se conservan afloramientos pequeños y dispersos. Este es el caso de las cuencas que existieron en el Oligoceno terminal- Aquitaniense inferior, formadas antes de la existencia del actual contacto entre las Zonas Internas y Externas.

Las cuencas formadas en las Zonas Internas durante el Aquitaniense superior-Burdigaliense inferior están igualmente mal conservadas, pero en algunas de ellos se ha podido detectar un cierto control por fallas N60-90 (Sanz de Galdeano *et al.*, en prensa). La mayor parte de los afloramientos de los materiales del Aquitaniense superior-Burdigaliense inferior de las Zonas Internas afloran actualmente en la cercanía del contacto con las Zonas Externas (Formaciones Viñuela-Millanas, Fuente y Alamillos), pero otros afloran a gran distancia de dicho contacto (Formaciones de San Pedro de Alcántara y del norte de Cártama) con lo que es muy posible que la cuenca se continuase hacia el mar de Alborán. Estas cuencas son difíciles de clasificar. Podrían ser en parte *back-arc basins*, si se acepta la hipótesis de la subducción del Mediterráneo occidental (Boillot *et al.*, 1984), de manera que el mar de Alborán sería la continuación de la cuenca Argelina, la cual tiene claramente este carácter.

En las Zonas Internas, desde el Burdigaliense superior al Serravalliense inferior, las cuencas siguieron formándose y evolucionando en un medio inestable tectónicamente, por lo que también están mal conservadas. Las consideramos como cuencas intracadena, de acuerdo con su posición en el seno de la nueva cadena, pero no es posible determinar su forma y los factores que las controlaron. Sólomente el corredor de las Alpujarras (10 de la Fig. 11), formado durante el Serravalliense-Tortonense inferior, está bastante bien conservado, y de él se puede decir que corresponde a una cuenca controlada por fallas de desgarre de dirección N70-90, situada en una posición propia de cuenca intracadena.

### **Cuenca de antepaís o cuenca externa (surco frontal y subcuenca del ProtoGuadalquivir)**

El Estrecho Nordbético situado sobre una gran parte del dominio paleogeográfico de las Zonas Externas corresponde típicamente a una cuenca de antepaís y tendría su equivalente en otras cadenas como los Apeninos (Ricci-Lucchi, 1986). Apareció claramente a partir de la formación del contacto entre las zonas Internas y Externas durante el Burdigaliense y continuó su evolución hasta el Mioceno superior. Dentro de ella distinguimos el surco frontal (*foredeep*), que correspondió al sector más móvil situado al frente de la cadena tras producirse la colisión (con movimiento transpresivo) de las Zonas Internas y la consecuente deformación del margen Ibérico meridional. Este surco frontal fue una cuenca muy activa que migró progresivamente hacia el W y NW (Figs. 5 y 6). En el surco frontal, la parte central y la occidental tienen entidad propia y forman la subcuenca Proto-Guadalquivir, la cual se mantuvo activa durante un largo lapso de tiempo, y sobre la cual gran parte de la actual cuenca del Guadalquivir se estableció a partir del Mioceno superior.

La geometría precisa de la cuenca de antepaís, y especialmente la de su surco frontal (el cual incluso por definición es cambiante), no es bien conocida, al igual que ocurre con las pequeñas cuencas que se desarrollaron encima en numerosos sectores de la cordillera en formación. Así, durante el Mioceno medio, dentro de la cuenca de antepaís, y especialmente en su parte más oriental, aparecieron pequeñas cuencas fuertemente subsidentes y con una extensión muy limitada que estaban controladas por plegamiento y diapirismo, como son las ubicadas en el Prebético, en su sector más oriental, en la provincia de Alicante. Existen también algunas cuencas, de pequeñas dimensiones, tipo *pull-apart* controladas por fallas de dirección N70, como es el caso de la cuenca de Abarán (11 de la Fig. 11).

### **Cuencas piggy-back**

Dado que la subcuenca Proto-Guadalquivir continuó moviéndose hacia el exterior de la cordillera, las pequeñas cuencas formadas encima de los materiales que se desplazaban tuvieron el carácter de cuencas de tipo *piggy-back*. A este respecto conviene señalar que la mayoría de las cuencas neógenas béticas se formaron sobre un basamento móvil y por tanto podrían en un sentido muy estricto incluirse como cuencas de este tipo. Sin embargo hemos optado por restringir el uso de este nombre al caso referido, en el cual la geometría de las propias cuencas está directamente controlada por la estructura y los desplazamientos del sustrato móvil.

## Cuencas formadas a partir del Tortonense.

### Cuenca de antepaís (Cuenca del Guadalquivir)

La cuenca de antepaís a partir del Tortonense empezó a ser bastante diferente de la cuenca de antepaís precedente. La elevación de los nuevos relieves correspondientes a la Cordillera Bética, y más concretamente la estructuración y emersión de los materiales de las Zonas Externas, especialmente del Prebético, hizo desaparecer el surco frontal, tan activo en el

Mioceno medio, y el Estrecho Nordbético, de manera que la cuenca marina se limitó a una extensión comparable a la de la actual depresión o cuenca del Guadalquivir (Figs. 2 y 3). Durante el Tortonense las líneas de costas coincidían a grandes rasgos con los límites actuales de afloramientos. Esta cuenca era bastante asimétrica, como en las cuencas equivalentes en otros dominios (Alpes, Apeninos, etc) ya que en el sector adyacente a los nuevos relieves era más profunda y activa mientras que en el sector adyacente al relieve estable

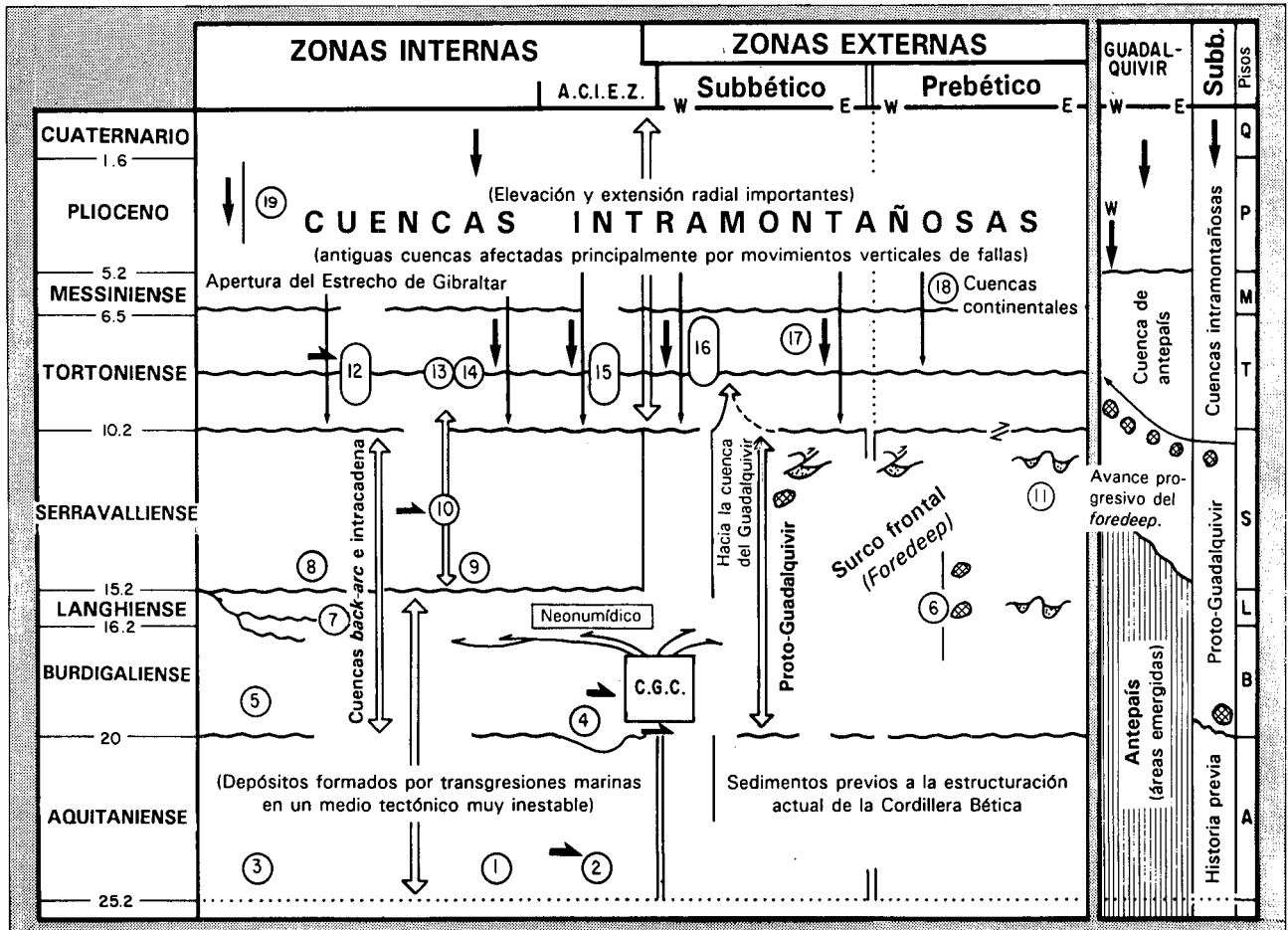


Figura 11.- Cuadro de resumen de las características principales de las cuencas neógenas béticas. Legenda: A.C.I.E.Z.- Área de contacto entre las Zonas Internas y las Externas. C.G.C.- Complejo del Campo de Gibraltar. Números en círculo: diferentes cuencas neógenas. 1.- Brecha de la Nava. 2.- Depósitos del Río Pliego. 3.- Formaciones de Alozaina, Ciudad Granada y Pantano de Andrade. 4.- Formaciones Fuente, Alamillos y Viñuela-Millanas. 5.-Formaciones Fuente Alamo, San Pedro de Alcántara, Cártama y depósitos del valle de Lecrín. 6.- Sector de Moratalla. 7.- Formación de la Umbría. 8.- Sedimentos de Zaza. 9.- Formaciones Espejo y Relojero. 10.- Corredor de las Alpujarras. 11.- Cuenca de Abarán. 12.- Cuencas de Pulpí, Hinojar y Níjar-Carboneras. 13.- Cuenca de Mazarrón. 14.- Cuencas de Sorbas, Almanzora y Huércal-Overa. 15.- Cuencas de Lorca, Cartagena-Alicante, Guadix-Baza y Granada. 16.- Cuenca de Ronda. 17.- Cuencas de Fortuna y Archena-Mula. 18.- Cuencas prebéticas con Mioceno continental. 19.- Cuencas de Málaga y Fuengirola. Resto de leyenda como en la figura 4.

Figure 11.- Summary of the main characteristics of the Betic Neogene Basins. Key: A.C.I.E.Z.- Area of contact between the Internal and External Zones. C.G.C.- Campo de Gibraltar complex. Number into circle: different neogene basins. 1.- Nava breccias. 2.- Río Pliego deposits. 3.-Alozaina, Ciudad Granada and Pantano de Andrade Fms. 4.- Fuente, Alamillos and Viñuela-Millanas Fms. 5.- Fuente Alamo, San Pedro de Alcántara, Cártama and Lecrín deposits. 6.- Moratalla area. 7.- Umbría deposits. 8.- Zaza deposits. 9.- Espejo and Relojero Fms. 10.- Alpujarran corridor. 11.- Abarán basin. 12.- Pulpí, Hinojar and Níjar-Carboneras basins. 13.- Mazarrón basin. 14.- Sorbas, Almanzora and Huércal-Overa basins. 15.- Lorca, Cartagena-Alicante, Guadix-Baza and Granada basins. 16.- Ronda basin. 17.- Fortuna and Archena-Mula basins. 18.- Prebetic basins of the continental Late Miocene. 19.- Málaga and Fuengirola basins. Rest of key as figure 4.

(macizo hercínico de la Meseta) era más somera y tectónicamente inactiva.

### *Cuencas Intramontañosas*

Este tipo de cuencas son las más extensas y abundantes de todas las cuencas neógenas béticas formadas a partir del inicio del Mioceno superior (Figs. 10 y 11). Ocupan grandes áreas en la Cordillera Bética (Fig. 3), mucho mayores que en la mayoría de las cordilleras alpinas, y su relleno sedimentario alcanza notable espesor. Con frecuencia el conjunto de materiales del Mioceno superior y Plioceno superan el

millar de metros. Este relleno, en general, y la geometría de las propias cuencas han sido controladas por juegos de fallas que muestran, según los casos, importantes desplazamientos horizontales y/o verticales. Pueden dividirse en varios tipos, según el control predominante, aunque varias de ellas presentan un carácter mixto.

a.- Cuencas controladas por fallas de desgarre sinistrorsas de dirección NE-SW. Este tipo incluye las cuencas de Gata, Pulpí, Hinojar y parte de las de Vera y Lorca (12 de la Fig. 11), nombradas «sillons sur décrochement» en la bibliografía francesa. Algunas de ellas han sido consideradas como cuencas *pull apart*, de acuerdo con su geometría y modo de relleno.

#### **Cuencas formadas durante el Mioceno inferior y medio.**

En las Zonas Internas:

Back-arc?

Intracuencas

En las Zonas Externas:

Cuenca de antepaís o cuenca externa (Estrecho Nordbético).

Surco frontal (subcuenca Proto-Guadalquivir en sus sectores central y occidental).

Cuencas piggy back.

Cuencas controladas por plegamiento y diapirismo (especialmente dentro del surco frontal en su sector oriental)

Cuencas pull-apart (muy localizadas)

#### **Cuencas formadas a partir del Tortonense.**

Cuenca del Guadalquivir (cuenca de antepaís).

Cuencas Intramontañosas:

Controladas por fallas de desgarres sinistrorsas NE-SW a NNE-SSW.

Controladas por fallas normales NW-SE y NNE-SSW.

Controlada por fallas normales N-S.

Controladas (al menos parcialmente) por fallas normales E-W.

Tabla 1.- Clasificación propuesta para las cuencas neógenas de la Cordillera Bética.

Table 1.- Proposal classification of the Betic Neogene Basins.

b.- Cuencas controladas por fracturas NW-SE y NNE-SSW, que se han movido fundamentalmente como fallas normales. Estas incluyen las cuencas de Granada y Guadix (15 de la Fig. 11), localizadas ambas en el sector central de la cordillera, y la cuenca de Ronda (16 de la Fig. 11) en el sector occidental. Las cuencas de Lorca y Fortuna (15 y 17 de la Fig. 11) pueden ser incluidas parcialmente en este tipo.

c.- Cuenca controlada por fallas normales N-S. Sólo incluye un tipo, la cuenca de Mazarrón (13 de la Fig. 11) que presenta una estructura muy característica en fosa tectónica (*graben*) con fallas normales según una dirección N-S.

d.- Cuencas controladas fundamentalmente por fallas E-W, con movimiento normal. Incluyen las cuencas del Almanzora y de Huércal-Overa (14 de la Fig. 11) individualizadas durante el Tortonense inferior. También se incluyen en este grupo las cuencas de Málaga y Fuengirola (19 de la Fig. 11), aunque éstas se individualizaron más tardíamente, en el Plioceno.

## CONCLUSIONES

La génesis de las cuencas neógenas béticas ha estado muy controlada por las diferentes condiciones geodinámicas reinantes en la cordillera a lo largo del Neógeno. Los movimientos eustáticos en algunos intervalos de tiempo fueron importantes, aunque no resulta fácil distinguir, para cada caso concreto, su influencia a causa de la mayor impronta tectónica.

Dado que las condiciones geodinámicas cambiaron notablemente a partir del inicio del Tortonense, distinguimos dos grupos principales de cuencas: anteriores y posteriores a este momento, en el que se puede decir que acabó la deriva hacia el oeste de las Zonas Internas Béticas.

En el primer grupo de cuencas, las formadas en el Mioceno inferior y medio, la cuenca más importante fue la cuenca de antepaís (o cuenca externa) que durante este tiempo formaba el Estrecho Nordbético, y en la que destacaba el surco frontal adyacente a los nuevos relieves y migrante hacia el NNW a medida que lo hacían los propios relieves deformados. Los sectores central y occidental de esta cuenca de antepaís, incluido el surco frontal, constituyeron pronto la subcuenca Proto-Guadalquivir, precursora (como su nombre indica) de la Cuenca o Depresión del Guadalquivir. Por su parte en el sector oriental de la cuenca de antepaís se superpusieron numerosas y pequeñas cuencas, algunas de las cuales fueron controladas por plegamiento y diapirismo. En algunas de estas cuencas el control de las fallas de desgarre N60-90 fue muy

importante. Las cuencas formadas en esta época sobre las Zonas Internas fueron casi completamente destruidas; por esta razón no es posible describirlas adecuadamente, y las hemos clasificado con los nombres generales de cuencas intracadena, y alguna podría atribuirse a una cuenca de tipo *back-arc*.

En el segundo grupo de cuencas, las formadas a partir del Tortonense, con la excepción de la cuenca de antepaís (ahora depresión del Guadalquivir, cuya evolución terminó durante el Messiniense, incluso después en el SW de la misma), el resto que constituye la gran mayoría se clasifican como intramontañosas. Estas estuvieron controladas por los movimientos de diferentes juegos de fallas, que según su dirección y desplazamientos determinaron la formación de varios tipos, siempre dentro de una compresión NNW-SSE, a la vez que se producía una tensión perpendicular y un progresivo levantamiento de la cordillera.

En esta propuesta de clasificación se ha intentado tener en cuenta los aspectos tectónicos, paleogeográficos y eustáticos más importantes. Sin embargo, los autores son conscientes, de que es difícil hacer una clasificación totalmente perfilada, pero tenemos confianza en que este intento sea una primera base sólida, que deberá ser progresivamente mejorada.

## AGRADECIMIENTOS

Agradecemos al Dr. Rodríguez Fernández del I.A.G.M. (Fac. Ciencias - Granada, España) por sus sugerencias y por la revisión del manuscrito. Agradecemos igualmente a los dos revisores anónimos de la revista sus comentarios y críticas. Este estudio se ha beneficiado con los fondos de los proyectos PB87-0971 y PB88-0059 de la DGICYT y de los grupos de Investigación nº. 4085 (Análisis y Dinámica de Cuencas) y nº. 4089 (Discontinuidades estratigráficas) de la Junta de Andalucía.

## BIBLIOGRAFIA

- AELLEN de la CHAPELLE, M., 1990: Le couloir de Pulpi. *Documents et Travaux de l'IGAL*, 12-13: 195-206.
- AGUADO, R., FEINBERG, H., DURAND-DELGA, M., MARTIN-ALGARRA, A., ESTERAS, M. y DIDON, J., 1990: Nuevos datos sobre la edad de las formaciones miocenas transgresivas sobre las Zonas Internas Béticas: La Formación de San Pedro de Alcántara (Provincia de Málaga). *Rev. Soc. Geol. España*, 3: 79-85.
- ALLEN, P.A. y ALLEN, J.R., 1990: *Basin Analysis: Principles and Applications*. Oxford, Ed. Blackwell Scientific Publications, 541 p.

- ANDRIEUX, J., FONTBOTE, J.M. y MATTAUER, M., 1971: Sur un modèle explicatif de l'Arc de Gibraltar. *Earth Plan. Sci. Lett.*, 12: 191-198.
- BALLY, A.W. y SNELSON, S., 1990: Realms of subsidence. In: *Facts and Principles of World Petroleum Occurrence* A.D. Miall, ed., *Can. Soc. Petrol. Geol. Mem.*, 6: 9-75.
- BOCCALETTI, M., COSENTINO, D., DEIANA, G., GELATI, R., LENTINI, F., MASSARI, F., MORATTI, G., PESCATORE, T., PORCU, A., RICCHETTI, G., RICCILUCCHI, F. y TORTORICI, L., 1987: Neogene dynamics of the peri-Tyrrhenian area in an ensialic context: Palaeogeographic reconstruction. *Ann. Inst. Geol. Publ. Hung.*, 70: 307-321.
- BOILLOT, J., MONTADERT, L., LEMOINE, M. y BIJU-DUVAL, B., 1984: *Les marges continentales actuelles et fossiles autour de la France*. Masson, Paris, 342 pp.
- BOUILLIN, J.P., DURAND-DELGA, M. y OLIVIER, Ph., 1986: Betic-Rifian and Tyrrhenian Arcs: distinctive features, genesis and development stages. In: F.C. Wezel, ed., *The origin of arcs*, Elsevier, Amsterdam, 281-304.
- BOULIN, J., BOURGOIS, J., CHAUVE, J., DURAND-DELGA, M., MAGNE, J., MATHIS, V., PEYRE, Y., RIVIERE, M. y VERA, J.A., 1973: Age miocène inférieur de la Formation de la Viñuela, discordante sur les nappes internes bétiques (Province de Málaga, Espagne). *C.R. Ac. Sc. Paris*, 276: 1245-1248.
- BOURGOIS, J., 1978: *La transversale de Ronda. Cordillères Bétiques, Espagne. Données géologiques pour un modèle d'évolution de l'Arc de Gibraltar*. Tesis doctoral. Universidad de Besançon, 445 p.
- BOURGOIS, J., CHAUVE, J., LORENZ, C., MONNOT, Y., PEYRE, Y., RIGO, E. y RIVIERE, M., 1972a: La formation d'Alozaina. Série d'âge oligocène et aquitainien transgressive sur le Bétique de Málaga (région de Alozaina-Tolox, province de Málaga, Espagne). *C.R. Ac. Sc. Paris*, 275: 531-534.
- BOURGOIS, J., CHAUVE, J., MAGNE, J., MONNOT, Y., PEYRE, Y., RIGO, E. y RIVIERE, M., 1972b: La formation de Las Millanas. Série burdigalienne transgressive sur les zones internes des Cordillères bétiques occidentales (région de Alozaina-Tolox, province de Málaga, Espagne). *C.R. Ac. Sc. Paris*, 275: 169-172.
- BRIEND, M., MONTENAT, C. y OTT D'ESTEVOU, P., 1990: Le Bassin de Huercal-Overa. *Documents et Travaux de l'IGAL*, 12-13: 239-259.
- CALVO, J.P., ELIZAGA, E., LOPEZ-MARTINEZ, N., ROBLES, F. y USERA, J., 1978: El Mioceno superior continental del Prebético externo: Evolución de estrecho nord-bético. *Bol. Geol. Min.*, 89: 9-28.
- CATER, J.M.L., 1987: Sedimentology evidence of the Neogene evolution of SE Spain. *J. Geol. Soc. London*, 144: 915-932.
- COLOM, G., 1952: Aquitanian-Burdigalian diatom deposits of the North Betic Strait. *J. Paleont.*, 26: 867-885.
- COMAS, M.C., 1978: *Sobre la geología de los Montes orientales: sedimentación y evolución paleogeográfica desde el Jurásico hasta el Mioceno inferior*. Tesis doctoral. Universidad del País Vasco. 323 p. (inérita).
- COMAS, M.C. y JURADO, M.J., 1990: The sedimentary record of the Iberian Alboran margin. *IX Regional Comitee Mediterranean Neogene Stratigraphy Congress*, Barcelona, abstract, 105.
- DE RUIG, M.J., MIER, R.M. y STEL, H., 1987: Interference of compressional and wrenching tectonics in the Alicante region, SE Spain. *Geol. Mijnbouw*, 66: 201-212.
- DOBLAS, M. y OYARZUN, R., 1989a: Neogene extensional collapse in the western Mediterranean (Betic-Rif Alpine orogenic belt): Implications for the genesis of the Gibraltar Arc and magmatic activity. *Geology*, 17: 430-433.
- DOBLAS, M. y OYARZUN, R., 1989b: «Mantle core complexes» and Neogene extensional detachment tectonics in the western Betic Cordilleras, Spain: an alternative model for the emplacement of the Ronda peridotite. *Earth and Planetary Science Letters*, 93: 76-84.
- DURAND-DELGA, M. y FONTBOTE, J.M., 1980: Le cadre structural de la Méditerranée occidentale. In: *Géologie des Chaînes alpines issues de la Tethys*. 26 Cong. Geol. Inter., Paris, Mem. B.R.G.M., 15: 67-85.
- ELIZAGA, E. y CALVO, J.P., 1988: Evolución sedimentaria de las cuencas lacustres neógenas de la zona prebética (Albacete, España). Relación, posición y efectos del vulcanismo durante la evolución. Interés minero. *Bol. Geol. Min.*, 99: 837-846.
- ESTEVEZ, A., RODRIGUEZ-FERNANDEZ, J., SANZ DE GALDEANO, C. y VERA, J.A., 1982: Evidencia de una fase compresiva de edad tortoniense en el sector central de las cordilleras Béticas. *Estudios Geol.*, 38: 55-60.
- FONTBOTE, J.M., 1986: Las Zonas Internas de las Cordilleras Béticas. In: *Libro Homenaje J.M. Rios, Geología de España*, I.G.M.E., Madrid, 2: 251-343.
- FRIZON DE LAMOTE, D., ANDRIEUX, J. y GUEZOU, J.C., 1991: Cinématique des chevauchements néogènes dans l'Arc Bético-Rifain: Discussion sur les modèles Géodynamiques. *Bull. Soc. géol. France*, 162: 611-626.
- GARCIA-DUEÑAS, V. y BALANYA, J.C., 1991: Fallas normales de bajo ángulo a gran escala en las Béticas Occidentales. *Geogaceta*, 9: 33-37.
- GARCIA-HERNANDEZ, M., LOPEZ-GARRIDO, A.C., RIVAS, P., SANZ DE GALDEANO, C. y VERA, J.A., 1980: Mesozoic paleogeographic evolution of the external zones of the Betic Cordillera. *Geol. Mijnb.*, 59: 155-168.
- GRIVEAUD, Ph., COPPIER, G., MONTENAT, Ch. y OTT D'ESTEVOU, Ph., 1990: Le Néogène des Sierras d'Aguilas. *Documents et Travaux de l'IGAL*, 12-13: 221-238.
- HAQ, B.U., HARDENBOL, J. y VAIL, P.R., 1987: Chronology of fluctuating sea levels since Triassic. *Science*, 235: 1156-1167.
- HAQ, B.U., HARDENBOL, J. y VAIL, P.R., 1988: Mesozoic and Cenozoic Chronostratigraphy and Eustatic Cycles. In: C.K. Wilgus, B.S. Hastings, C.G.S.C. Kendall, H. Posamentier, C.A. Ross y J.C. Van Wagoner, eds. *Sea-level changes. An integrated approach*, Soc. Econ. Paleont. Mineral., Spec. Publ., 42: 71-108.
- HERMES, J.J., 1984: New data from the Vélez Rubio Corridor: support for the transcurrent nature of this linear structure. *Proc. Konink. Neder. Akad. van Wetensch.*, B, 87: 319-333.
- HOEDEMAEKER, Ph.J., 1973: Olisthostromes and other delapsional deposits and their occurrence in the region of Moratalla (Province of Murcia, Spain). *Scripta Geologica*, 19: 1-207.
- IGME (Instituto Geológico y Minero de España), 1972-1990: *Mapas y memorias explicativas de las hojas del mapa geológico nacional a escala 1:50.000, Plan Magna, del sur y sureste de España*. I.G.M.E., Madrid.
- JEREZ, F., 1979: Contribución a una nueva síntesis de las Cordilleras Béticas. *Bol. Geol. Min.*, 90: 503-55.
- KINGSTON, D.R., DISHROON, C.P. y WILLIAMS, P.A., 1983: Global basin classification. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 67: 2175-2193.

- LAROUZIERE, F.D. de, BOLZE, J., BORDET, Ph., HERNANDEZ, J., MONTENAT, Ch. y OTT d'ESTEVOU, Ph., 1988: The Betic segment of the lithospheric Trans-Alboran shear zone during the Late Miocene. *Tectonophysics*, 152: 41-52.
- LAROUZIERE, F.D. de y OTT d'ESTEVOU, Ph., 1990: Les Bassins d'Hinojar et de Mazarrón. *Documents et Travaux de l'IGAL*, 12-13: 207-220.
- LOISEAU, J., OTT d'ESTEVOU, Ph. y MONTENAT, Ch., 1990: Le secteur d'Archena-Mula. *Documents et Travaux de l'IGAL*, 12-13: 287-301.
- LUKOWSKI, Ph. y POISSON, A., 1990: Le bassin de Fortuna. *Documents et Travaux de l'IGAL*, 12-13: 303-311.
- MAC GILLAVRY, H.G., GEEL, T., ROEP, T. y SOEDIONO, H., 1963: Further notes on the geology of the Betic of Malaga, the Subbetic and the zone between these two units, in the region of Velez-Rubio (Southern Sabin). *Geol. Rundschau*, 53: 233-256.
- MARIN, J.M., 1988: Sedimentación detrítica en el borde norte de la Depresión del Guadalquivir (sector de Villanueva de la Reina, prov. Jaén). *II Congr. Geol. España, SGE*, Granada, 1: 123-126.
- MARTIN-ALGARRA, A., 1987: *Evolución geológica alpina del contacto entre las Zonas Internas y las Zonas Externas de la Cordillera Bética*. Tesis doctoral. Universidad de Granada, 1171 p.
- MARTIN-ALGARRA, A., SANZ DE GALDEANO, C. y ESTEVEZ, A., 1988: L'évolution sédimentaire miocène de la région au nord de la Sierra Arana (Cordillères Bétiques) et sa relation avec la mise en place du bloc d'Alboran. *Bull. Soc. Géol. France*, (8), 4: 119-127.
- MARTINEZ DEL OLMO, W., GARCIA-MALLO, J., LERET, G., SERRANO, A. y SUAREZ, J., 1984: Modelo tectosedimentario del Bajo Guadalquivir. *I Congreso Español de Geología*, Segovia, 199-213.
- MEGIAS, A.G., LERET, G., MARTINEZ DEL OLMO, W. y SOLER, R., 1983: La sedimentación neógena en las Béticas: Análisis Tectosedimentario. *Mediterránea*, Alicante, 1, 83-103.
- MIALL, A.D., 1984: *Principles of Sedimentary Basins Analysis*. New York, Ed. Springer-Verlag, 490 p.
- MONTENAT, Ch. y OTT d'ESTEVOU, Ph., 1990: Eastern betic Neogene basins: a review. *Documents et Travaux de l'IGAL*, 12-13: 9-15.
- MONTENAT, Ch., OTT d'ESTEVOU, Ph. y AELLEN de la CHAPELLE, M., 1990a: Les séries néogènes entre Lorca et Huércal Overa. *Documents et Travaux de l'IGAL*, 12-13: 281-286.
- MONTENAT, Ch., OTT d'ESTEVOU, Ph. y de la CHAPELLE, C., 1990b: Le Bassin de Níjar - Carboneras et couloir du bas Andarax. *Documents et Travaux de l'IGAL*, 12-13: 129-164.
- MONTENAT, Ch., OTT d'ESTEVOU, Ph. y COPPIER, G., 1990c: Les Bassins néogènes entre Alicante et Cartagena. *Documents et Travaux de l'IGAL*, 12-13: 313-368.
- MONTENAT, Ch., OTT d'ESTEVOU, Ph. y DELORT, T., 1990d: Le Bassin de Lorca. *Documents et Travaux de l'IGAL*, 12-13: 261-280.
- MONTENAT, Ch., OTT d'ESTEVOU, Ph. y MASSE, P., 1987: Tectonic sedimentary characters of the Betic Neogene basins evolving in a crustal transcurrent shear zone (SE Spain). *Bull. Centr. Rech. Explor. Prod. Elf Aquitaine*, 11: 1-22.
- MOSELEY, F., CUTTEL, J.C., LANGE, E.W., STEVENS, D. y WARBRICK, J.R., 1981: Alpine tectonics and diapiric structures in the Pre-Betic Zone of southeast Spain. *J. Struct. Geol.*, 3: 237-251.
- OLIVET, J.L., BONNIN, J., BEUZART, P. y AUZENDE, J.M., 1982: Cinématique des plaques et paléogéographie: une revue. *Bull. Soc. Géol. France*, (7), 24: 875-892.
- OTT d'ESTEVOU, Ph., MONTENAT, Ch. y ALVADO, J.C., 1990: Le Bassin de Vera-Garrucha. *Documents et Travaux de l'IGAL*, 12-13: 165-187.
- OTT d'ESTEVOU, Ph., MONTENAT, Ch. y de LAROUZIERE, F.D., 1988: Cuencas sedimentarias neógenas en régimen transcurrente en la Zona Bética oriental. *II Congr. Geol. España, SGE*, Granada, Simposios, 163-172.
- PASCUAL, A., RODRIGUEZ-FERNANDEZ, J., SANZ DE GALDEANO, C. y VERA, J.A., 1991: Relación entre tectónica y sedimentación en la cuencas neógenas de Granada, Alpujarras y Tabernas (Cordilleras Béticas). In: F. Colombo ed., *I Congr. Grupo Español del Terciario, Libro-Guía de excursión nº 6*, Vic (Barcelona), 147 p.
- PLATT, J.P. y VISSERS, R.L.M., 1989: Extensional collapse of thickened continental lithosphere: A working hypothesis for the Alboran Sea and Gibraltar arc. *Geology*, 17: 540-543.
- RICCI-LUCCHI, F., 1986: The Oligocene to Recent foreland basins of the northern Apennines. In: P.A. Allen y P. Homewood, eds, *Foreland basins*, I.A.S., Sp. Publ., 8: 105-140.
- RICOU, L.E., DERCOURT, J., GEYSSANT, J., GRANDJACQUET, C., LEPVRIER, C. y BIJU-DUVAL, B., 1986: Geological constraints on the Alpine evolution of the Mediterranean Tethys. *Tectonophysics*, 123: 83-122.
- RODRIGUEZ-FERNANDEZ, J., 1982: *El Mioceno del sector central de las Cordilleras Béticas*. Tesis doctoral. Universidad de Granada, 224 p.
- RODRIGUEZ-FERNANDEZ, J., FERNANDEZ, J., LOPEZ-GARRIDO, A.C. y SANZ DE GALDEANO, C., 1984: The central sector of the Betic Cordilleras, a realm situated between the Atlantic and the Mediterranean domains, during the Upper Miocene. *Ann. Geol. Pays Hellen*, Athens, 32: 97-103.
- RODRIGUEZ-FERNANDEZ, J. y SANZ DE GALDEANO, C., 1990: The palaeogeography of the Betic Cordilleras during the Middle and Upper Miocene. *IXth R.C.M.N.S. Congress, Global events and Neogene evolution of the Mediterranean*, Barcelona, 287-288.
- RODRIGUEZ-FERNANDEZ, J., SANZ DE GALDEANO, C. y FERNANDEZ, J., 1989: Genesis and evolution of the Granada Basin (Betic Cordillera, Spain). In: T.P. Thauasuthipitak y P. Ouchanum, eds., *Intramontane Basins: Geology and resources*, Chiang-Mai, Tailandia, 294-305.
- RODRIGUEZ-FERNANDEZ, J. y SANZ DE GALDEANO, C., (en prensa): Onshore Neogene Stratigraphy in the north of the Alborán sea (Betic Internal Zones). Paleogeographic implications. *Geo-Marine Letters*, 12.
- RODRIGUEZ-FERNANDEZ, J., SANZ DE GALDEANO, C. y SERRANO, F., 1990: Le Couloir des Alpujarras. *Documents et Travaux de l'IGAL*, 12-13: 87-100.
- RODRIGUEZ-FERNANDEZ, J., SANZ DE GALDEANO, C. y VERA, J.A., 1991: The Granada Basin. *Documents et Travaux de l'IGAL*, 14 (in litt.).
- ROLDAN, F.J., 1988: *Estudio Geológico de las Unidades Neógenas comprendidas entre Espejo y Porcuna (provincias de Córdoba y Jaén). Depresión del Guadalquivir*. Tesis de licenciatura, Universidad de Granada, 107 p. (inédita).
- ROLDAN, F.J. y RODRIGUEZ-FERNANDEZ, J., 1991: Un ejemplo de cuenca piggy-back asociada a la evolución neógena del frente de las Zonas Externas Béticas. *I Cong. Grupo Español del Terciario*, Com., 297-300. Vic.

- SANZ DE GALDEANO, C., 1983: Los accidentes y fracturas principales de las Cordilleras Béticas. *Estudios Geol.*, 39: 157-165.
- SANZ DE GALDEANO, C., 1988a: Les différents types de bassins néogènes des Cordillères Bétiques. *1er Colloque du Néogène Atlantico-Méditerranéen*. Abstract, 87-89. Tetuan (Morocco).
- SANZ DE GALDEANO, C., 1988b: The fault system and the neotectonic features of the Betic Cordillera. *5 EGT Workshop*: E. Banda, ed. *The Iberian Peninsula*, Estoril, 99-100.
- SANZ DE GALDEANO, C., 1990a: Geologic evolution of the Betic Cordilleras in the Western Mediterranean, Miocene to present. *Tectonophysics*, 172: 107-119.
- SANZ DE GALDEANO, C., 1990b: La prolongación hacia el sur de las fosas y desgarres del norte y centro de Europa: Una propuesta de interpretación. *Rev. Soc. Geol. España*, 3: 2312-240.
- SANZ DE GALDEANO, C. y LOPEZ-GARRIDO, A. C., (en prensa): Tectonic evolution of the Malaga basins (Betic Cordillera). Regional implications. *Geodinamica Acta*.
- SANZ DE GALDEANO, C., SERRANO, F., LOPEZ-GARRIDO, A. C. y MARTIN-PEREZ, J. A., (en prensa) Palaeogeography of the uppermost Aquitanian-Lower Burdigalian Basin located in the western of the Betic Internal Zones (Spain), *Geobios*.
- SERRANO, F., SANZ DE GALDEANO, C., DELGADO, F., LOPEZ-GARRIDO, A. C. y MARTIN-ALGARRA, A., (en preparación): El Aquitaniense inferior y medio de las proximidades de Málaga, consecuencias paleogeográficas.
- SOEDIONO, H., 1971: *Geological investigations in the Chirivel area, province of Almeria, Southeastern Spain*. Tesis doctoral. Universidad de Amsterdam, 144 p.
- TAPPONIER, P., 1977: Evolution tectonique de système alpin en Méditerranée: poinçonnement et écrasement rigide-plastique. *Bull. Soc. Geol. France*, (7), 19: 437-460.
- THAUASUTHIPITAK, T. P. y OUNCHANUM, P., -eds-, 1990: *Intramontane basins: Geology and resources*. Chiang-Main, Tailandia, 370 p.
- VAN DER STRAATEN, H. C., 1990: Stacked Gilbert-type deltas in the marine pull-apart basin of Abarán, late Serravallian - early Tortonian, southeastern Spain. In: A. Colella and D. B. Prior, eds. *Coarse-Grained Deltas*, I. A. S., Sp. Publ., 10: 199-222. Blackwell.
- VERA, J. A., 1986: Las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas. In: *Libro Jubilar J. M. Ríos: Geología de España*, IGME, 2: 218-251.
- VERA, J. A., 1988: Evolución de los sistemas de depósito en el margen ibérico de las Cordilleras Béticas. *Rev. Soc. Geol. España*, 1: 373-391.
- VERA, J. A., RODRIGUEZ-FERNANDEZ, J., GUERRA, A. y VISERAS, C., 1991: La cuenca de Guadix-Baza. *Documents et Travaux de l'IGAL*, 13 (en prensa).
- VISERAS, C., 1991: *Estratigrafía y sedimentología del relleno aluvial de la cuenca de Guadix (Cordilleras Béticas)*. Tesis doctoral. Universidad de Granada, 344 p.
- VOLK, H. R. y RONDEEL, H. E., 1964: Zur gliederung des jungtertiär in Becken von Vera, Südost-Spanien. *Geol. Mijnbouw*, 43: 310-315.
- WEIJERMARS, R., 1985a: In search for a relationship between harmonic resolutions of the geoid, convective stress patterns and tectonics in the lithosphere: a possible explanation for the Betic orocline. *Phys. Earth Planet. Interior*, 37: 135-148.
- WEIJERMARS, R., 1985b: Uplift and subsidence history of the Alboran Basin and a profile of the Alboran Diapir (Western Mediterranean). *Geol. Mijnb.*, 64: 349-356.
- WILDI, W., 1983: Las chaînes tello-rifaines (Algérie, Maroc, Tunisie): structure, stratigraphie et évolution du Trias au Miocène. *Rev. Géol. Dyn. Géogr. Phys.*, 24: 201-297.